

UNIVERSIDAD DE CONCEPCIÓN
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS
DEPARTAMENTO DE GEOFÍSICA



**Nuevo método propuesto para la estimación del peligro
sísmico, en términos de la magnitud máxima,
para las zonas de subducción.**

Pía Javiera Sáez Berríos

**Habilitación Profesional
para optar al Título de Geofísico.**

Marzo de 2013.

UNIVERSIDAD DE CONCEPCIÓN
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS
DEPARTAMENTO DE GEOFÍSICA

**Nuevo método propuesto para la estimación del peligro
sísmico, en términos de la magnitud máxima,
para las zonas de subducción.**

Pía Javiera Sáez Berríos

Habilitación Profesional
para optar al Título de Geofísico.

Profesor Guía:
Dr. Arturo Belmonte.

Comisión:
Dr. Matthew Miller,
Dr. Klaus Bataille.



Marzo de 2013.

DEDICATORIA

Este trabajo está dedicado a mi madre y a mi padre, por confiar siempre en mí, ayudarme y quererme incondicionalmente, pero por sobre todo, por todo su esfuerzo depositado en mí. Muchas gracias y los quiero mucho.

AGRADECIMIENTOS

Me gustaría que estas líneas sirvieran para expresar mi más profundo y sincero agradecimiento a todas aquellas personas que con su ayuda han colaborado, no solo con la realización del presente trabajo, sino que también en mi formación profesional y personal, durante estos cinco años. Gracias a todos mis profesores, a las personas que componen el DGEO, y a mis amigos.

Quisiera agradecer en especial al profesor Arturo Belmonte, por su constante ayuda, motivación, apoyo y confianza recibida, además de su disponibilidad, paciencia, y por la dirección de este trabajo.

Y por su puesto, agradecer a mi madre, a mi padre, a mi hermana, a mis tíos y primos, que me ayudaron y apoyaron de forma incondicional, entendiendo mis ausencias durante todo este tiempo. Y a Nicolás, por ser una parte importante de mi vida, por haberme apoyado en la buenas y en las malas, pero por sobretodo por su paciencia y amor.

Gracias a todos.

RESUMEN

El peligro sísmico es un tema relevante en el mundo. Los grandes terremotos que han afectado al planeta, han acabado con innumerables vidas, además de dejar una gran cantidad de damnificados. Según datos obtenidos por el USGS (2013), de los 10 mayores terremotos históricos mundiales, todos son generados en zonas de subducción, y aún existe mucha incertidumbre con respecto a las magnitudes máximas esperadas en estas zonas. Es por esto, que surge la necesidad de plantear un posible nuevo método, para la obtención de las magnitudes máximas esperadas en las zonas de subducción. Para esto nos basamos en el trabajo de Belmonte y Bataille (2010), quienes proponen que la energía sísmica total, en un determinado volumen y tiempo, correspondería al área bajo la curva de la relación Gutenberg-Richter, la cual describe la sismicidad de una zona característica. Esta energía sísmica total es comparada con la energía sísmica dada por el producto entre la energía que carga el sistema (obtenida en este trabajo por el método de Okada (1992)) y la eficiencia sísmica, para finalmente hallar la magnitud máxima de la zona. Entonces, a partir del método propuesto, utilizando valores de parámetros que definen la falla (como el largo, ancho, ángulo dip, etc.) se pueden obtener valores de la magnitud máxima (M_{max}), de una zona homogénea, isotrópica, en donde solo existe una gran falla (no existe daño en la zona, o en otras palabras, no existen fallas pequeñas). Cuando se emplea el método utilizando las características de la falla en zona centro-sur de Chile (definida entre las latitudes 33°S a 38°S), junto con la información sísmica del terremoto del 1985 ($M_w=8.0$) y del terremoto 2010 ($M_w=8.8$), y cuando se utilizan las características de la falla en la zona norte de Chile (definida entre las latitudes 18°S a 23°S), los resultados obtenidos llegan a ser muy satisfactorios, consiguiendo magnitudes 7.9 y 8.8, para los terremotos de la zona centro-sur, respectivamente, y una magnitud de 8.8 para la zona norte, un valor no alejado a lo propuesto por otros autores. A pesar de lo anterior, el método depende fuertemente de los valores asignados de algunos parámetros como el valor b , lo cual significa una desventaja en la estimación de la M_{max} . Además, el método presenta algunos problemas de sobre estimación de M_{max} cuando se utilizan ciertos valores para el ángulo de subducción y de la profundidad. Por último, se hace un análisis de la influencia que posee la acumulación de energía de carga cuando se considera el proceso intersísmico del ciclo sísmico, obteniendo resultados que son discutidos en el trabajo.

ÍNDICE

<i>Contenido</i>	<i>Página</i>
CAPÍTULO 1: INTRODUCCIÓN	1
1.1 MOTIVACIÓN	1
1.2 ANTECEDENTES	3
1.3 OBJETIVOS	6
1.3.1 OBJETIVO GENERAL	6
1.3.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS	6
1.4 HIPÓTESIS	8
1.5 ORGANIZACIÓN DE LA TESIS	9
CAPÍTULO 2: MARCO TEÓRICO Y CONCEPTUAL	10
2.1 TECTÓNICA DE PLACAS	10
2.2 ZONAS DE SUBDUCCIÓN	12
2.3 ESTRÉS Y DEFORMACIÓN	13
2.3.1. TENSOR DE ESTRÉS	13
2.3.1.1. EJES PRINCIPALES DEL ESTRÉS	15
2.3.1.2. ESTRÉS DEVIATÓRICO	16
2.3.2. TENSOR DE DEFORMACIÓN	16
2.3.3. RELACIÓN ENTRE ESTRÉS Y DEFORMACIÓN	19
2.4 FALLAS	20
2.4.1. FALLA INVERSA	22
2.5 TERREMOTOS	24
2.5.1. SISMICIDAD EN ZONAS DE SUBDUCCIÓN	24
2.5.2. CICLO SÍSMICO	26
2.5.3. MAGNITUDES SÍSMICAS	26
2.5.4. CAÍDA DE TENSIÓN	28
2.6 ENERGÍA SÍSMICA	30
2.7 EFICIENCIA SÍSMICA	32
2.8 LEY DE GUTENBERG-RICHTER	33
2.8.1. VALOR b	33
2.9 ZONAS DE SUBDUCCIÓN SELECCIONADAS	35
2.9.1. CARACTERÍSTICAS DE LAS ZONAS	35
A) ÁNGULO DE INCLINACIÓN	35
B) PROFUNDIDAD DE LA FALLA	36
C) LARGO Y ANCHO DE LA FALLA	37
D) DESPLAZAMIENTO DE LA FALLA	38
E) VALOR b	39

F)	MAGNITUD MÍNICA	42
G)	CAÍDA DE TENSIÓN	42
H)	EFICIENCIA SÍSMICA	42
2.10	METODOLOGÍA DE BELMONTE ET AL. (2010)	44
CAPÍTULO 3:	METODOLOGÍA	48
3.1	CÁLCULO DE LA ENERGÍA DE CARGA	49
3.2	CÁLCULO DE ENERGÍA SÍSMICA LIBERADA Y OBTENCIÓN DE MAGNITUD MÁXIMA	56
3.3	CÁLCULOS REALIZADOS	57
3.3.1.	CÁLCULOS DE LOS SISMOS DE LA ZONA CENTRO-SUR	57
3.3.2.	CÁLCULO DE LA M_{max} DE LA ZONA NORTE	58
3.3.3.	CÁLCULO DE LA M_{max} DEL PROCESO INTERSÍSMICO	58
3.3.4.	CÁLCULO DE LA SENSIBILIDAD DE LOS RESULTADOS, RESPECTO A LOS PARÁMETROS DEL MODELO	59
A)	CAMBIO DEL VOLUMEN ANÁLIZADO, V	59
B)	CAMBIO DE LA PROFUNDIDAD DE LA FALLA, c	59
C)	CAMBIO DEL ANCHO DE LA FALLA, W	60
D)	CAMBIO DEL LARGO DE LA FALLA, L	60
E)	CAMBIO DEL ÁNGULO DE SUBDUCCIÓN, δ	61
F)	CAMBIO DEL DESPLAZAMIENTO DE LA FALLA, U	61
G)	CAMBIO DE LA EFICIENCIA SÍSMICA, η	62
H)	CAMBIO DEL VALOR b , b	62
I)	CAMBIO DE LA MAGNITUD MÍNIMA, M_{min}	62
J)	CAMBIO EN LA CAÍDA DE TENSIÓN, $\Delta\sigma$	63
CAPÍTULO 4:	RESULTADOS Y ANÁLISIS	64
4.1	RESULTADOS Y ANÁLISIS DE LOS SISMOS DE LA ZONA CENTRO-SUR.....	64
4.2	RESULTADO Y ANÁLISI DE LA M_{max} DE LA ZONA NORTE	65
4.3	RESULTADOS Y ANÁLISIS DE LA M_{max} DEL PROCESO INTERSÍSMICO	66
4.4	RESULTADOS Y ANÁLISIS DE A SENSIBILIDAD DE LA MAGNITUD, RESPECTO A LOS PARÁMETROS DEL MODELO	68
A)	CAMBIO DEL VOLUMEN ANÁLIZADO, V	68
B)	CAMBIO DE LA PROFUNDIDAD DE LA FALLA, c	70
C)	CAMBIO DEL ANCHO DE LA FALLA, W	71
D)	CAMBIO DEL LARGO DE LA FALLA, L	73
E)	CAMBIO DEL ÁNGULO DE SUBDUCCIÓN, δ	74
F)	CAMBIO DEL DESPLAZAMIENTO DE LA FALLA, U	76

G)	CAMBIO DE LA EFICIENCIA SÍSMICA, η	77
H)	CAMBIO DEL VALOR b , b	78
I)	CAMBIO DE LA MANITUD MÍNIMA, M_{min}	79
J)	CAMBIO EN LA CAÍDA DE TENSIÓN, $\Delta\sigma$	80
CAPÍTULO 5: DISCUSIÓN		82
CAPÍTULO 6: CONCLUSIONES		86
REFERENCIAS		87
ANEXOS		90
ANEXO A) HOMOGENEIZACIÓN DE LAS MAGNITUDES SÍSMICAS A LA MAGNITUD DE MOMENTO		90
ANEXO B) CATÁLOGOS SÍSMICOS		92

CAPÍTULO 1: INTRODUCCIÓN

1.1 MOTIVACIÓN

El peligro sísmico es un problema de preocupación, responsabilidad e interés mundial. Las grandes obras de ingeniería, las viviendas y la infraestructura productiva del país están expuestas constantemente a la amenaza sísmica, afectando directamente la calidad de vida y el desarrollo de las naciones. Es fundamental, por ende, dirigir los esfuerzos en caracterizar y determinar, de la mejor manera posible, el grado de amenaza sísmica para lograr reducir significativamente el riesgo al que se exponen la población y todo tipo de estructuras.

Es bien conocido que Chile es un país sísmico, debido a que se encuentra ubicado en un sistema de subducción importante, en donde interactuarán las placas de Nazca y la Sudamericana. Aún se recuerda con cierto temor el 27 de febrero de 2010, cuando ocurrió el gran terremoto de subducción ($M_w=8.8$) que azotó las regiones del Maule y BíoBío, generando graves consecuencias sociales y económicas, no sólo para nuestro país. De la misma manera y hasta la fecha, los mayores terremotos registrados son generados en zonas de subducción, tal como se demuestra en la Tabla 1.1-1. Es por esto que surge la necesidad hallar nuevas formas para la estimación del peligro sísmico en las zonas de subducción, y así poder impulsar la generación de estrategias de mitigación de los posibles riesgos y prevenir futuras catástrofes tanto a nivel local como global.

Fecha	País	M_w	Tipo
1960 / 05 / 22	Chile	9.5	Subducción
1964 / 03 / 28	Alaska	9.2	Subducción
2004 / 12 / 26	Sumatra	9.1	Subducción
2011 / 03 / 11	Japón	9.0	Subducción
1952 / 11 / 04	Rusia	9.0	Subducción
1868 / 08 / 13	Perú (ahora Chile)	9.0	Subducción
1700 / 01 / 26	Estados Unidos	9.0	Subducción
2010 / 02 / 27	Chile	8.8	Subducción
1906 / 01 / 31	Ecuador	8.8	Subducción
1965 / 02 / 04	Alaska	8.7	Subducción

Tabla 1.1-1: Los 10 mayores terremotos históricos mundiales.

(Datos: USGS, 2013)

Resulta inquietante además la idea de poder hallar las magnitudes máximas para las zonas de subducción a través del nuevo método formulado por Belmonte y Bataille (2010), luego de que el

terremoto de Sumatra, ocurrido el 2004, derribara la idea que se tenía plasmada hasta ese entonces sobre las magnitudes máximas posibles de los terremotos en zonas de subducción. Según Ruff y Kanamori (1980), existía una relación entre la velocidad de la convergencia y la edad de la litosfera subducente, tal como se ve en la figura 1.1-1, donde por ejemplo, en el caso de Chile que posee una placa oceánica joven (placa de Nazca) y con una gran velocidad de subducción, se esperaría la generación de grandes terremotos con magnitudes superiores a 9 (elipse roja en la figura 1.1-1). Pero el terremoto del 2004, de magnitud 9, no era de esperar debido a las características de la placa subducente donde se generó (elipse verde en la figura 1.1-1). Por lo tanto, aún existe mucha incertidumbre respecto a las magnitudes máximas esperadas en estas zonas.

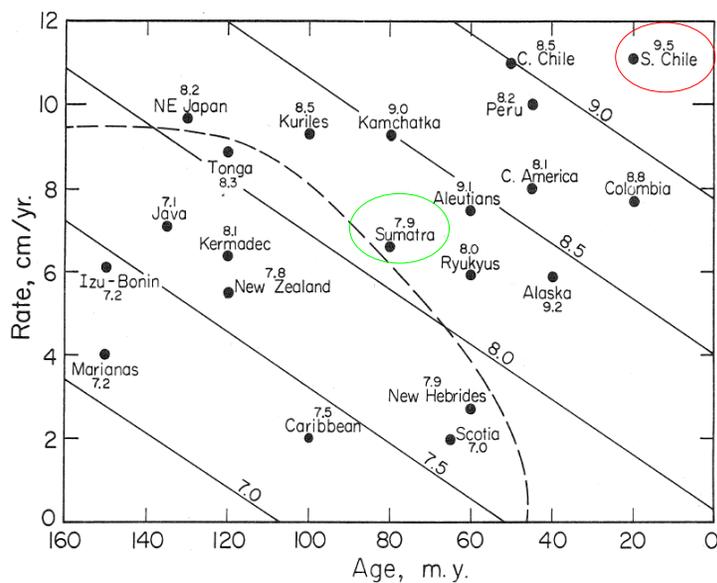


Figura 1.1-1: Relación entre la velocidad de convergencia y la edad de la litosfera oceánica subducente. Cada punto representa la posición en que se encontrarían las placas tectónicas, según su velocidad y su edad. Los números de cada zona de subducción corresponden a la magnitud de momento. Se encierra en elipses rojas los ejemplos nombrados en el texto. La línea segmentada encierra en la esquina inferior izquierda las zonas donde existe o se sospecha de una apertura de tras-arco, lo que no es de interés en nuestro estudio.

(Imagen: Ruff y Kanamori, 1980)

1.2 ANTECEDENTES

Los análisis de riesgo sísmico (“seismic risk analysis” en inglés) son realizados con el fin de evaluar posibles consecuencias sociales tras un sismo máximo esperado, en un área en particular. Estas estimaciones sirven de base para la creación de normas de construcción de edificios sismo-resistentes, para la asignación de recursos de emergencias sísmicas o para la planificación de medidas tras un terremoto, entre otras cosas. Pero por otro lado, existen los análisis de peligro sísmico (“seismic hazard analysis” en inglés) que describen de manera cuantitativa el movimiento de la superficie de la tierra esperados por un terremoto y sus posibles consecuencias naturales, como una falla o licuefacción de suelo, y consecuencias estructurales (Stein y Wysession, 2003). Por lo tanto, en este trabajo se realizará un análisis de peligro sísmico debido a que sólo buscaremos las magnitudes máximas posibles en las zonas de estudio, y no lo sobre las consecuencias sociales que puedan conllevar.

Existen dos tipos de enfoques para la realización de un análisis de peligro sísmico: el análisis determinístico (“Deterministic Seismic Hazard Analysis”, conocido como “DSHA”) y el análisis probabilístico (“Probabilistic Seismic Hazard Analysis”, conocido como “PSHA”). El primero utiliza la geología y la historia sísmica para obtener un sismo máximo razonable de una zona a lo largo de una falla, pero que trae consigo un alto porcentaje de error y no estima la incertidumbre de los resultados, mientras que el segundo se trata de la determinación del sismo más probable que puede ocurrir en una zona y se puede obtener el error estimado (Chen et al., 1998). Es mucho más común la utilización del análisis probabilístico para estimar el terremoto con mayor frecuencia, debido a la ventaja de introducir la incertidumbre, pero para la estimación de terremoto máximo esperado se prefiere la utilización del método determinístico (Reiter, 1990). Según Krinitzky (2003), el método DSHA es mucho más confiable que el PSHA debido a que el primero ocupa principalmente hechos geológicos observados, es más lógico y transparente, en cambio el método PSHA como se basa en estadísticas del terremotos y en cálculos numéricos, los resultados están llenos de incertidumbres creados por el propio método, haciéndolo menos fiable.

La primera persona que formuló un análisis de peligro sísmico fue Cornell (1968), el cual creó el método PSHA, que puede ser resumido en cuatro pasos, ilustrados en la figura 1.2-1. En el primer paso, se divide la superficie de análisis en celdas y se identifican todas las fuentes posibles de movimientos sísmicos como fallas activas. En el paso dos, se caracteriza la sismicidad de cada celda a través de varios parámetros, como la tasa de incidencia anual, el valor b , el valor a y las magnitudes límites (máxima y mínima) de la relación de Gutenberg-Richter. En el paso tres, se estima el efecto del terremoto en función de la atenuación de la intensidad características de la geología del lugar. Y finalmente, en el paso cuatro, se integran todos los efectos sísmicos de las celdas y se incorpora una distribución de probabilidad que describa el movimiento máximo de la superficie terrestre, durante un periodo de tiempo específico (Chen et al., 1998).

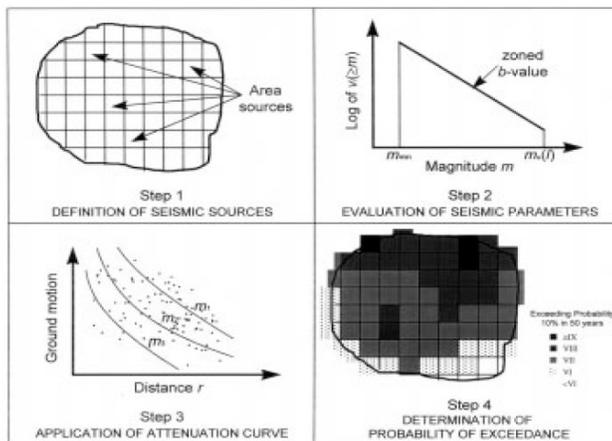


Figura 1.2-1: Pasos para el desarrollo del análisis probabilístico de peligro sísmico.

(Imagen: Chen et al., 1998)

Un ejemplo en la utilización del PSHA es el programa de evaluación mundial de peligro sísmico, o mejor conocido como GSHAP (“Global Seismic Hazard Assessment Program”), el que fue lanzado por “The International Lithosphere Program” (ILP) en 1992 y terminado en 1999, dando como resultado un mapa probabilístico de peligro sísmico global en términos de aceleraciones máximas con un 10% de probabilidad de excedencia en 50 años (figura 1.2-2), que corresponde a un período de retorno de 475 años (Giardini, 1999).

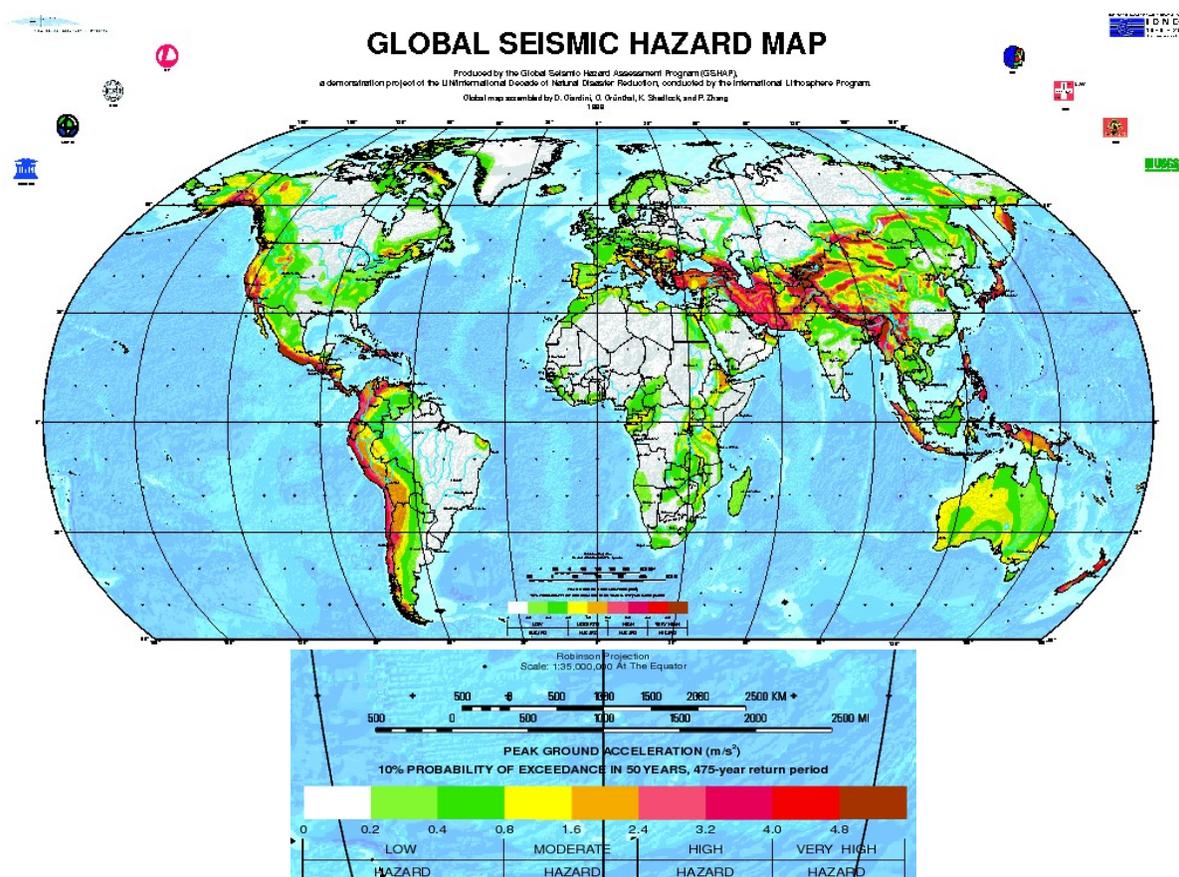


Figura 1.2-2: Mapa de peligro sísmico global obtenido del resultado de GSHAP, en términos de aceleraciones máximas con un 10% de probabilidad de excedencia en 50 años.

(Imagen: SEISMO, 2012)

Belmonte y Bataille (2010) realizaron un trabajo para la Mina El Teniente donde generaron nuevas metodologías para la estimación del peligro sísmico en términos de la magnitud máxima, dentro de las instalaciones de la mina El Teniente, tanto antes como después de los procesos mineros, y así poder estimar el riesgo sísmico dentro de un determinado macizo rocoso al que se le ha aplicado Fracturamiento Hidráulico con el objetivo de pre-acondicionar la roca. De los resultados deducidos de la aplicación de las 4 metodologías planteadas, una de ellas arrojó resultados muy auspiciosos cuando se comparaban con la sismicidad observada en la mina. Dicha metodología, explicada en los próximos capítulos, es la que usaremos en nuestro trabajo pero enfocada a una mayor escala, específicamente para zonas de subducción, con el fin de comprobar si también genera buenos resultados.

1.3 OBJETIVOS

1.3.1 OBJETIVO GENERAL

El principal objetivo de este trabajo es plantear y formular el método propuesto por Belmonte y Bataille (2010), para estimar el peligro sísmico en términos de la magnitud máxima, en zonas de subducción, con el fin de comprobar la efectividad de los resultados generados cuando se plantean zonas de estudio de mayor escala.

1.3.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

a) Estimar la magnitud del terremoto del 27 de febrero de 2010, y la magnitud del terremoto ocurrido del terremoto del 3 de marzo de 1985, ocurridos ambos en la zona centro-sur de Chile, definida entre las latitudes 33°S a 38°S y longitudes 76°O a 70°O (figura 1.3-1), a través de la metodología propuesta en esta tesis, con el fin de comprobar la efectividad de la misma.

b) Estimar la magnitud máxima de la zona norte de subducción en Chile, definida entre las latitudes 18°S a 23°S y longitudes 74°O a 68°O (figura 1.3-2), para ejemplificar el uso de la metodología propuesta en este trabajo.

c) Crear un método generalizado para calcular la magnitud máxima de un sismo en otras zonas de subducción, donde sólo sea necesario cambiar algunos valores característicos de las zonas.

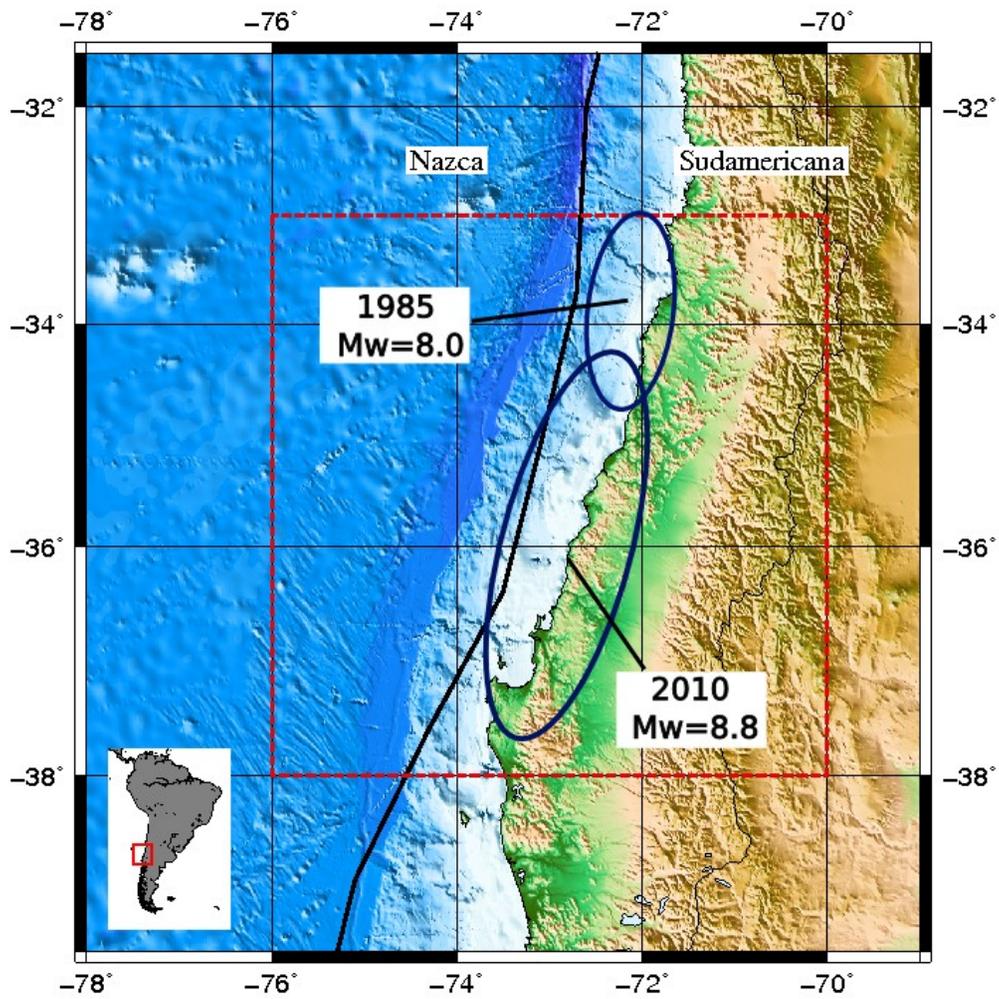


Figura 1.3-1: Mapa de la zona de estudio del Centro-Sur de Chile, dentro de la línea segmentada. Las elipses muestran las áreas de ruptura de los dos sismos a utilizar para el análisis.

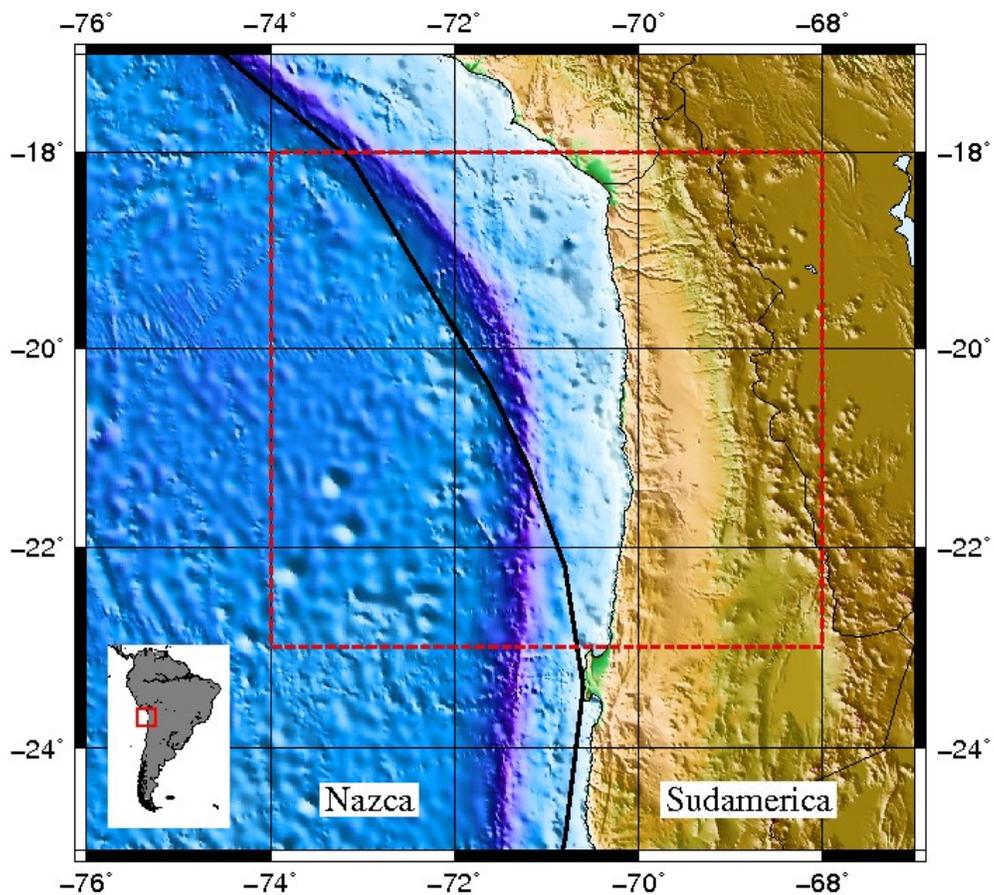


Figura 1.3-2: Mapa de la zona de estudio del Norte de Chile, dentro de la línea segmentada.

1.4 HIPÓTESIS

a) El método descrito en el trabajo de Belmonte y Bataille (2010) se ajusta bien cuando se aplica en un contexto tectónico, específicamente en zonas de subducción.

b) La energía sísmica liberada total (energía de descarga) de una distribución de eventos sísmicos, en un determinado volumen y tiempo, puede ser descrita como el área bajo la curva de la función $\log_{10}(N(M))$ conocida como Ley Gutenberg-Richter (Ley G-R), donde M es la magnitud del sismo, y $N(M)$ es el número de sismos de magnitud igual o mayor que M .

c) En un estado de equilibrio, la energía sísmica liberada, E_s , es proporcional a la energía de carga de deformación elástica, W , dada por el sistema geomecánico del entorno (energía elástica que carga el medio y que es responsable de producir actividad sísmica), tal que $E_s = \eta W$, donde η es la eficiencia sísmica. Entonces, la energía de carga, en un tiempo y en un volumen dado, será igual a la energía sísmica de descarga más un término asociado por la energía liberada por procesos de fricción, H (energía liberada como calor y/o por el rompimiento de rocas), tal que $W = E_s + H$. Todo esto ignorando la energía necesaria para crear nueva topografía en la superficie.

d) La sismicidad de las zonas de estudio siguen las distribuciones indicadas por la Ley G-R.

1.5 ORGANIZACIÓN DE LA TESIS

Este trabajo se organiza en cinco capítulos cuyo contenido es el siguiente:

CAPÍTULO 1: En este capítulo se destacan los objetivos generales y específicos de la tesis, además de las hipótesis del trabajo y los motivos por los cuales se decidió desarrollar el tema.

CAPÍTULO 2: Se presentará el marco teórico y conceptual de lo que se abordará en este trabajo de tesis, entregando diversas definiciones y enfoques desde los cuales se desarrollará la metodología, para obtener las magnitudes máximas. Además, se caracterizarán las zonas de estudios a través de parámetros útiles para el desarrollo del trabajo.

CAPÍTULO 3: En este capítulo se describirá la metodología planteada, creada por Belmonte y Bataille (2010), y modificada para el cálculo de magnitud máxima en zonas de subducción. Se partirá describiendo el procedimiento de la obtención de la energía de carga del sistema, la cual se utilizó como base el modelo de esfuerzos internos descrito por Okada (1992). Se seguirá por la metodología de Belmonte y Bataille (2010) para calcular la energía liberada de diferentes magnitudes máximas. Luego se definirá la forma en que se busca la magnitud máxima y el valor “a” de la Ley G-R. Y por último, se explicará los cálculos realizados en este trabajo, para cumplir con los objetivos propuestos y responder las hipótesis.

CAPÍTULO 4: Se exponen los resultados obtenidos luego de haber aplicado la metodología para los datos obtenidos a partir de los terremoto seleccionados, ocurridos en la zona centro-sur, para las características de la zona norte, y en todos los análisis realizados como el análisis del proceso intersísmico, y los análisis de sensibilidad del modelo.

CAPÍTULO 5: En este capítulo se discute sobre algunos conceptos relevantes y controversiales que forman una parte importante en el desarrollo del trabajo. Además de analizar algunos resultados llamativos generados en el proceso.

CAPÍTULO 6: Finalmente, en este capítulo se realizan las conclusiones obtenidas tras todo el desarrollo anteriormente descrito.

REFERENCIAS

ANEXOS

CAPÍTULO 2: MARCO TEÓRICO Y CONCEPTUAL

2.1 TECTÓNICA DE PLACAS

La tectónica de placas es un modelo en el que se divide la capa exterior de la Tierra, en cerca de 15 de placas delgadas y rígidas, compuestas de rocas relativamente frías, y con un espesor promedio de 100 km aproximadamente. Estas capas están en movimiento relativo con respecto a las otras a una velocidad aproximada de unos pocos cm por año (Turcotte and Schubert, 2002). La teoría de tectónica de placas surgió a partir de la teoría de la Deriva Continental, propuesta por Alfred Weener en 1915, quien planteo que los continentes “flotaban” sobre el interior subyacente de la Tierra, y que periódicamente éstos se fracturaban derivando en diferentes direcciones (Belmonte, 1997). Luego, en los años 70, los geólogos y geofísicos llegaron a la conclusión de que todas las partes de la cubierta exterior de planeta, no sólo los continentes, se mueven (Shearer, 2009).

La figura 1.2-1 muestra los tres tipos básicos de bordes de placas: transformante, divergente y convergente. El movimiento transformante se desarrolla en zonas donde placas oceánicas o continentales se mueven en la misma dirección, pero en sentido opuesto, sin formar ni destruir placa. La divergencia es un proceso de separación entre dos placas oceánicas adyacentes. Este proceso es conocido como “expansión del fondo marino” donde se está creando continuamente placa oceánica, cuando la roca caliente (fundida) del manto asciende para llenar el vacío formado por la separación, enfriándose y endureciéndose al llegar a la superficie, acrecentando a las placas. Y por último, la convergencia, que puede darse entre placas oceánicas, entre placas continentales y entre una placa continental y oceánica, que colisionan, generando que la placa más densa se doble y caiga al interior de la Tierra (proceso conocido como “subducción”). La subducción complementa la creación de la placa oceánica (debido a que el área de la superficie de la Tierra es esencialmente constante), consumiendo la placa (Belmonte, 1997; Shearer, 2009). La figura 2.1-2 muestra una sección transversal del proceso de creación y consumo de placas.

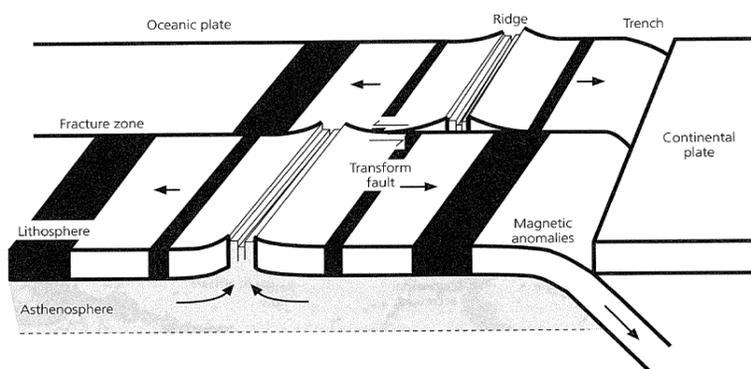


Figura 2.1-1: Imagen que muestra la tectónica de placas en su forma más simple. Se pueden ver los tres tipos de bordes de placas típicos: Transformante, Divergente y Convergente.

(Imagen: Shearer, 2009)

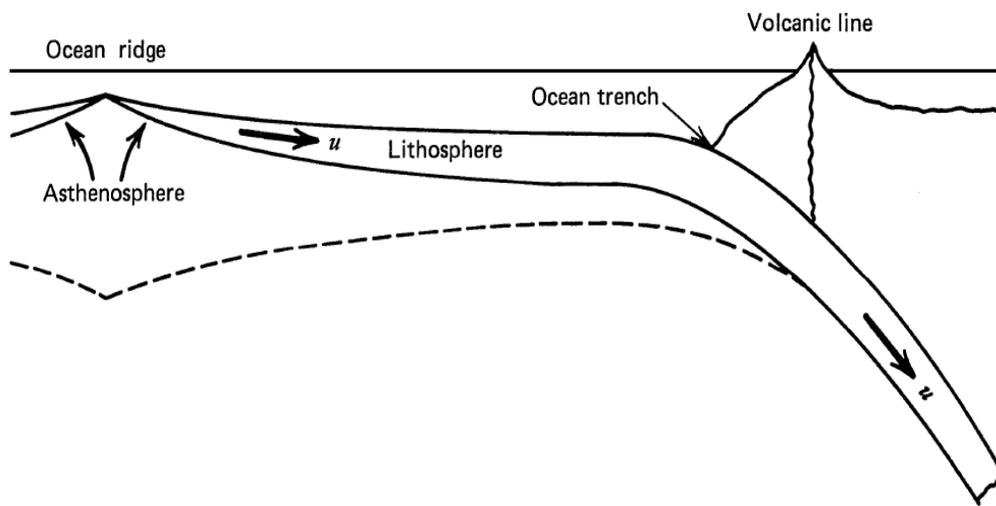


Figura 2.1-2: Imagen en donde se aprecia la creación de una placa litosférica en una cresta o dorsal oceánica (“Ocean ridge” en ingles) y su subducción en una fosa oceánica (“Ocean trench” en ingles). Las placas rígidas forman la Litosfera, que se mueve sobre la Astenósfera, rocas lo suficientemente calientes como para ser capaz de deformarse libremente. (Imagen: Turcotte and Schubert, 2002)

2.2 ZONAS DE SUBDUCCIÓN

A medida que la litosfera oceánica se aleja de una dorsal oceánica, se enfría, se engrosa y se vuelve más densa debido a la contracción térmica. Aún cuando las rocas basálticas de la corteza oceánica son más ligeras que las rocas del manto subyacentes, las rocas más frías y viejas de la litosfera son lo suficientemente densas y pesada como para ser gravitatoriamente inestable con respecto a las rocas del manto caliente. Como resultado de esta inestabilidad gravitacional, la litosfera oceánica comienza a hundirse en el interior de la Tierra en las fosas oceánicas, proceso conocido como subducción. A medida que la litosfera desciende en el manto, se encuentra con rocas cada vez más densas. Sin embargo, las rocas de la litosfera también son cada vez más densas, como resultado del aumento de la presión con la profundidad, y siguen a siendo más pesadas que las rocas del manto adyacentes (Turcotte and Schubert, 2002). Cadenas de volcanes son asociados a la subducción, además una fracción importante de los sedimentos que cubren la corteza oceánica es acarreada en la subducción, formando prismas de acreción de sedimentos cerca de la fosa (Schubert et al., 2001). Este proceso se puede observar en la figura 2.2-1.

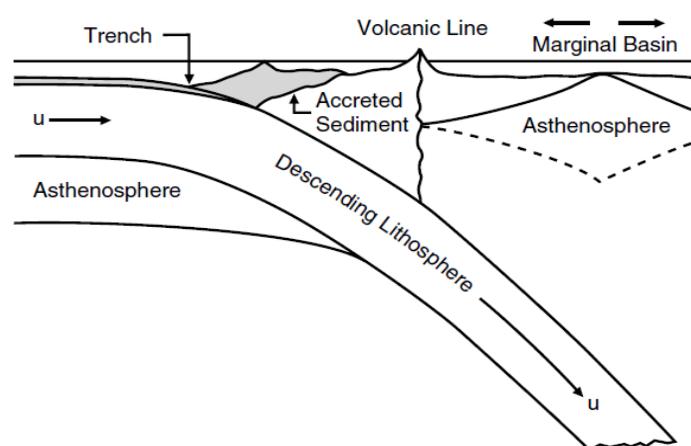


Figura 2.2-1: Imagen de la subducción de la litosfera oceánica. Se muestra la línea de volcanes asociados a la mayoría de las zonas de subducción, además del prisma de acreción.

(Imagen: Schubert et al., 2001)

La flotabilidad negativa de las rocas sólidas de la litosfera corresponde a una fuerza descendente del cuerpo. Debido a que la litosfera se comporta como un cuerpo elástico, se pueden transmitir fuerzas, como el caso del estrés. Así, la fuerza que actúa sobre la parte de la placa descendente es transmitida a la parte de la placa en superficie, tirándola hacia la zanja en el océano. Esta es una fuerza importante que impulsa la tectónica de placas y la deriva continental, nombrada como “Tirón de la Losa” (o “Slab pull” en inglés) (Turcotte and Schubert, 2002; Shearer, 2009). Por otro lado, la corteza continental es lo suficientemente gruesa y estable gravitacionalmente, debido a que las rocas de la corteza tiene una composición diferentes a las rocas del manto, y son mucho menos densas, como para no hundirse en una fosa oceánica (Schubert, 2009).

2.3 ESTRÉS Y DEFORMACIÓN

Cualquier descripción de la física de un terremoto requiere la capacidad de caracterizar las fuerzas internas y deformaciones en la Tierra (Shearer, 2009). Existen variaciones horizontales de las fuerzas gravitacionales causadas por variaciones horizontales de la densidad, que son a su vez generadas por las diferencias horizontales de temperatura. Estas variaciones gravitacionales producen las tensiones diferenciales que impulsan los movimientos relativos de las placas tectónicas (Turcotte y Schubert, 2002).

El estrés y la deformación no existen de manera independiente en los materiales, sino que están unidos a través de relaciones constitutivas que describen la naturaleza de los sólidos elásticos (Shearer, 2009). Estas relaciones están sujetas a la teoría de la mecánica de medios continuos que puede describir el comportamiento de un material continuo deformable, compuesto de partículas empaquetadas tan estrechamente que la densidad, la fuerza y el desplazamiento pueden ser representados por funciones continuas y diferenciables. Esta aproximación se descompone en una escala de distancias atómicas, pero es adecuada para la mayoría de los problemas sísmicos (Stein y Wysession, 2003), como lo es para nuestro caso.

2.3.1 TENSOR DE ESTRÉS

Para explicar el tensor de estrés pensemos en un plano infinitesimal de orientación arbitraria, que se encuentra en un medio homogéneo, elástico y en equilibrio estático, tal como se ilustra en la figura 2.3-1. La orientación del plano puede ser definida por el vector unitario normal, \hat{n} . La fuerza por unidad de área ejercida por el lado del plano en la dirección de \hat{n} se denomina “tracción” y se representa por el vector $\mathbf{t}(\hat{n}) = (t_x, t_y, t_z)$. Existe una fuerza igual y opuesta ejercida por el lado opuesto de \hat{n} , tal que $\mathbf{t}(-\hat{n}) = -\mathbf{t}(\hat{n})$. La parte de \mathbf{t} que es normal al plano se denomina “tensión normal”, si es paralela al plano se conoce como “tensión de cizalle”. En el caso de un fluido, no existen las tensiones de cizalle y $\mathbf{t} = -P\hat{n}$, donde P es la presión.

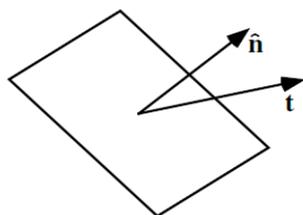


Figura 2.3-1: Imagen de plano infinitesimal de orientación arbitraria.

(Imagen: Shearer, 2009)

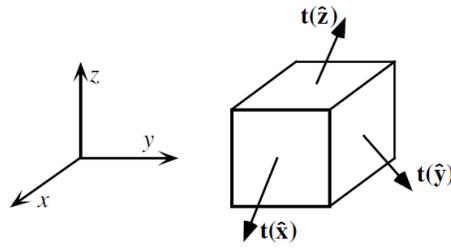


Figura 2.3-2: Imagen que muestra los vectores de tracción $t(\hat{x})$, $t(\hat{y})$ y $t(\hat{z})$ que describen las fuerzas en las caras de un cubo infinitesimal, en un sistema de coordenadas cartesianas.

(Imagen: Shearer, 2009)

Para describir por completo las fuerzas internas en el medio, es necesario determinar t en función de \hat{n} . Esto se logra con el tensor de tensiones o tensor de estrés, que proporciona una relación lineal entre t y \hat{n} . El tensor de estrés, σ , en un sistema de coordenadas cartesianas (figura 2.3-2) está definido como:

$$\sigma = \begin{bmatrix} t_x(\hat{x}) & t_x(\hat{y}) & t_x(\hat{z}) \\ t_y(\hat{x}) & t_y(\hat{y}) & t_y(\hat{z}) \\ t_z(\hat{x}) & t_z(\hat{y}) & t_z(\hat{z}) \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \sigma_{xx} & \sigma_{xy} & \sigma_{xz} \\ \sigma_{yx} & \sigma_{yy} & \sigma_{yz} \\ \sigma_{zx} & \sigma_{zy} & \sigma_{zz} \end{bmatrix}. \quad (2.1)$$

Debido a que en equilibrio estático no puede existir rotación neta de los esfuerzos de corte, el tensor de tensiones es simétrico, es decir,

$$\sigma = \sigma^T = \begin{bmatrix} \sigma_{xx} & \sigma_{xy} & \sigma_{xz} \\ \sigma_{xy} & \sigma_{yy} & \sigma_{yz} \\ \sigma_{xz} & \sigma_{yz} & \sigma_{zz} \end{bmatrix}. \quad (2.2)$$

Entonces, el tensor de tensiones contiene sólo seis componentes independientes, y son suficientes para describir completamente el estado de tensión en un punto dado en el medio. Los tres componentes en la diagonal del tensor, σ_{xx} , σ_{yy} y σ_{zz} , se conocen como estrés normal, mientras que los seis componentes fuera de la diagonal son llamados estrés cortante o de cizalle.

La tracción, definida por \hat{n} , puede ser obtenida a través de cualquier plano arbitrario, multiplicando el tensor de esfuerzos por \hat{n} , es decir,

$$t(\hat{n}) = \sigma \hat{n} = \begin{bmatrix} t_x(\hat{n}) \\ t_y(\hat{n}) \\ t_z(\hat{n}) \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \sigma_{xx} & \sigma_{xy} & \sigma_{xz} \\ \sigma_{xy} & \sigma_{yy} & \sigma_{yz} \\ \sigma_{xz} & \sigma_{yz} & \sigma_{zz} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \hat{n}_x \\ \hat{n}_y \\ \hat{n}_z \end{bmatrix}. \quad (2.3)$$

El tensor de esfuerzo es simplemente el operador lineal entre el vector de tracción y el vector normal. En este sentido, el tensor de tensión existe independiente de cualquier sistema de coordenadas particular. El tensor de tensiones es una medida de las fuerzas que actúan sobre los planos infinitesimales en cada punto del sólido, con unidades de fuerza por unidad de área (en unidades SI sería $1 Pa = 1 Nm^{-2}$) (Stein y Wyssession, 2003; Shearer, 2009).

2.3.1.1 EJES PRINCIPALES DEL ESTRÉS

Para cualquier tensor de tensiones, siempre es posible encontrar una dirección \hat{n} de tal manera que no existan tensiones de cizalle en todo el plano normal a \hat{n} , es decir, $\mathbf{t}(\hat{n})$ apunta en la dirección \hat{n} , entonces:

$$\begin{aligned}\mathbf{t}(\hat{n}) &= \lambda \hat{n} = \boldsymbol{\sigma} \hat{n}, \\ \boldsymbol{\sigma} \hat{n} - \lambda \hat{n} &= 0, \\ (\boldsymbol{\sigma} - \lambda \mathbf{I}) \hat{n} &= 0,\end{aligned}\tag{2.4}$$

donde \mathbf{I} es la matriz identidad y λ es un escalar. Estas direcciones, caracterizadas por los vectores normales, son conocidas como “ejes principales de estrés”. Encontrar estas direcciones se trata de un problema de valores y vectores propios, que tiene una solución no trivial sólo cuando el determinante de $\boldsymbol{\sigma} - \lambda \mathbf{I}$ se anula, es decir,

$$\det[\boldsymbol{\sigma} - \lambda \mathbf{I}] = 0.\tag{2.5}$$

Esta es una ecuación con tres soluciones, los valores propios λ_1 , λ_2 y λ_3 . Dado que el estrés es simétrico y real, los valores propios son reales. A los valores propios les corresponden los vectores propios $\hat{n}^{(1)}$, $\hat{n}^{(2)}$ y $\hat{n}^{(3)}$. Los vectores propios son ortogonales y definen los ejes principales del estrés. Los planos perpendiculares a estos ejes se denominan “planos principales”. Podemos rotar $\boldsymbol{\sigma}$ en el sistema de coordenadas definido por $\hat{n}^{(1)}$, $\hat{n}^{(2)}$ y $\hat{n}^{(3)}$ mediante una transformación,

$$\boldsymbol{\sigma}^R = \mathbf{N}^T \boldsymbol{\sigma} \mathbf{N} = \begin{bmatrix} \sigma_{xx} & 0 & 0 \\ 0 & \sigma_{yy} & 0 \\ 0 & 0 & \sigma_{zz} \end{bmatrix},\tag{2.6}$$

donde $\boldsymbol{\sigma}^R$ es el tensor de estrés girado y σ_{xx} , σ_{yy} y σ_{zz} son las tensiones principales. \mathbf{N} es la matriz de vectores propios

$$\mathbf{N} = \begin{bmatrix} n_x^{(1)} & n_x^{(2)} & n_x^{(3)} \\ n_y^{(1)} & n_y^{(2)} & n_y^{(3)} \\ n_z^{(1)} & n_z^{(2)} & n_z^{(3)} \end{bmatrix}.\tag{2.7}$$

Por convención, los tres esfuerzos principales se clasifican por tamaño, de manera que $|\sigma_{xx}| > |\sigma_{yy}| > |\sigma_{zz}|$. El esfuerzo cortante máximo se produce en el planos a 45° de los ejes de tensión principales máximo y mínimo. El esfuerzo cortante máximo está definido como $(\sigma_1 - \sigma_3)/2$.

Si $\sigma_1 = \sigma_2 = \sigma_3$, entonces el campo de tensión se llama hidrostático y no existen planos, en cualquier orientación, en la que exista tensión de cizalle. En un fluido, el tensor de tensiones puede ser escrito como

$$\boldsymbol{\sigma} = \begin{bmatrix} -P & 0 & 0 \\ 0 & -P & 0 \\ 0 & 0 & -P \end{bmatrix},\tag{2.8}$$

donde P corresponde a la presión (Stein y Wysession, 2003; Shearer, 2009).

Una aplicación importante de los ejes principales del estrés, es que la teoría más simple para la fractura de una roca predice que las fallas se producen en el plano en que la tensión de corte es máxima. Existen dos planos donde la tensión de corte es máxima, y se pueden hallar usando los vectores base de los ejes principales del estrés (Stein y Wysession, 2003).

2.3.1.2 ESTRÉS DEVIATÓRICO

En el interior terrestre el estrés está dominado por la gran tensión de la presión hidrostática. A veces es conveniente considerar sólo las tensiones mucho más pequeñas que la deviatórica, cuando se necesita estudiar el estrés en la Tierra. Para esto hay que restar o eliminar la tensión de la compresión global (dado por la media de las tensiones principales, que es $\sigma_m = (\sigma_1 + \sigma_2 + \sigma_3)/3$) a las componentes de la diagonal principal del tensor de tensión, para así considerar sólo las desviaciones de ella. Por lo tanto, se define el tensor de estrés deviatórico como:

$$\boldsymbol{\sigma}_D = \begin{bmatrix} \sigma_{xx} - \sigma_m & \sigma_{xy} & \sigma_{xz} \\ \sigma_{xy} & \sigma_{yy} - \sigma_m & \sigma_{yz} \\ \sigma_{xz} & \sigma_{yz} & \sigma_{zz} - \sigma_m \end{bmatrix}. \quad (2.9)$$

Cabe señalar que la traza del tensor de tensiones es invariante con respecto a la rotación o sistema de coordenadas elegido, luego la tensión media σ_m se puede calcular a través de un promedio de los elementos de la diagonal principal de $\boldsymbol{\sigma}$ sin calcular los valores propios. Además, el tensor de estrés deviatórico tiene los mismos ejes principales del tensor de estrés original (Stein y Wysession, 2003; Shearer, 2009). El estrés deviatórico hace hincapié al resultado de las fuerzas tectónicas, entre otras cosas, por lo tanto, se vuelve un concepto importante para un buen entendimiento de los procesos de la Tierra (Stein y Wysession, 2003).

2.3.2 TENSOR DE DEFORMACIÓN

El tensor de deformación (“strain tensor” en inglés), describe los cambios en las posiciones de los puntos dentro de un cuerpo continuo. Ni una translación, ni una rotación del cuerpo rígido producen una deformación. La localización de una partícula particular, en el tiempo t , en relación con su posición en un tiempo de referencia t_0 , puede ser expresada por un campo de desplazamientos \mathbf{u} , dado por:

$$\mathbf{u}(\mathbf{r}_0, t) = \mathbf{r} - \mathbf{r}_0, \quad (2.10)$$

donde \mathbf{r} es la posición del punto en el tiempo t , \mathbf{r}_0 es la posición de referencia del punto, y $\mathbf{u}(t)$ es el desplazamiento de las partículas.

El campo de desplazamientos \mathbf{u} es una medida absoluta de cambios de posición. En contraste, la deformación es una medida local de cambios relativos en el campo de desplazamiento, es decir, los gradientes espaciales del campo de desplazamiento.

Pensemos en un desplazamiento $\mathbf{u}=(u_x, u_y, u_z)$, en la posición \mathbf{x} , a una pequeña distancia desde una posición de referencia \mathbf{x}_0 (figura 2.3-3). Podemos expandir \mathbf{u} en una serie de Taylor, obteniendo

$$\mathbf{u}(\mathbf{x}) = \begin{bmatrix} u_x \\ u_y \\ u_z \end{bmatrix} = \mathbf{u}(\mathbf{x}_0) + \begin{bmatrix} \frac{\partial u_x}{\partial x} & \frac{\partial u_x}{\partial y} & \frac{\partial u_x}{\partial z} \\ \frac{\partial u_y}{\partial x} & \frac{\partial u_y}{\partial y} & \frac{\partial u_y}{\partial z} \\ \frac{\partial u_z}{\partial x} & \frac{\partial u_z}{\partial y} & \frac{\partial u_z}{\partial z} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} d_x \\ d_y \\ d_z \end{bmatrix} = \mathbf{u}(\mathbf{x}_0) + \mathbf{J}d, \quad (2.11)$$

donde $d = \mathbf{x} - \mathbf{x}_0$. Se han ignorado los términos de orden superior en la expansión bajo el supuesto de que los términos $\partial u_x / \partial x$, $\partial u_y / \partial x$, etc, son tan pequeños que sus productos pueden ser ignorados (esta aproximación es válida en sismología). Podemos separar las rotaciones rígidas dividiendo \mathbf{J} en su parte simétrica y antisimétrica:

$$\mathbf{J} = \begin{bmatrix} \frac{\partial u_x}{\partial x} & \frac{\partial u_x}{\partial y} & \frac{\partial u_x}{\partial z} \\ \frac{\partial u_y}{\partial x} & \frac{\partial u_y}{\partial y} & \frac{\partial u_y}{\partial z} \\ \frac{\partial u_z}{\partial x} & \frac{\partial u_z}{\partial y} & \frac{\partial u_z}{\partial z} \end{bmatrix} = \boldsymbol{\varepsilon} + \boldsymbol{w}, \quad (2.12)$$

donde el tensor de deformación, $\boldsymbol{\varepsilon}$, es simétrico ($\varepsilon_{ij} = \varepsilon_{ji}$), luego contiene 6 parámetros independientes. Este tensor describe la deformación interna, y está definido como:

$$\boldsymbol{\varepsilon} = \begin{bmatrix} \frac{\partial u_x}{\partial x} & \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_x}{\partial y} + \frac{\partial u_y}{\partial x} \right) & \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_x}{\partial z} + \frac{\partial u_z}{\partial x} \right) \\ \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_y}{\partial x} + \frac{\partial u_x}{\partial y} \right) & \frac{\partial u_y}{\partial y} & \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_y}{\partial z} + \frac{\partial u_z}{\partial y} \right) \\ \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_z}{\partial x} + \frac{\partial u_x}{\partial z} \right) & \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_z}{\partial y} + \frac{\partial u_y}{\partial z} \right) & \frac{\partial u_z}{\partial z} \end{bmatrix}. \quad (2.13)$$

El tensor de rotación, \boldsymbol{w} , es antisimétrico ($w_{ij} = -w_{ji}$). Este corresponde a una rotación del cuerpo rígido sin deformación, y está definido como:

$$\boldsymbol{w} = \begin{bmatrix} 0 & \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_x}{\partial y} - \frac{\partial u_y}{\partial x} \right) & \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_x}{\partial z} - \frac{\partial u_z}{\partial x} \right) \\ -\frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_x}{\partial y} - \frac{\partial u_y}{\partial x} \right) & 0 & \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_y}{\partial z} - \frac{\partial u_z}{\partial y} \right) \\ -\frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_x}{\partial z} - \frac{\partial u_z}{\partial x} \right) & -\frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_y}{\partial z} - \frac{\partial u_z}{\partial y} \right) & 0 \end{bmatrix}. \quad (2.14)$$

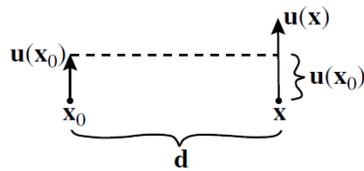


Figura 2.3-3: Imagen que representa un desplazamiento u en la posición x , a una pequeña distancia desde una posición de referencia x_0 .

(Imagen: Shearer, 2009)

El efecto de ϵ y w se puede ilustrar, considerando lo que le ocurre a un cubo infinitesimal cuando se deforma (figura 2.3-4).

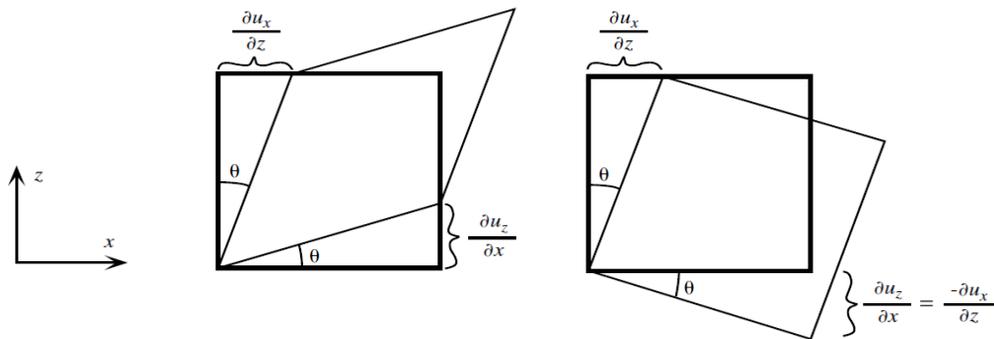


Figura 2.3-3: Imagen donde se ilustran los diferentes efectos del tensor de deformación ϵ , y el tensor de rotación w , los que deforman y rotan a un cuadrado en el plano $x-z$. Las componentes fuera de la diagonal de ϵ causan la deformación de cizalla del cuadrado de la izquierda, mientras que se produce una rotación por w en el cuadrado de la derecha.

(Imagen: Shearer, 2009)

Se conoce como “dilatación cúbica” cuando existe un cambio en el volumen en el material, asociado a una deformación. Se representa por Δ y se define como la suma de las extensiones en las direcciones x , y y z :

$$\Delta = \frac{\partial u_x}{\partial x} + \frac{\partial u_y}{\partial y} + \frac{\partial u_z}{\partial z} = \text{tr}[\epsilon] = \nabla \cdot \mathbf{u}, \quad (2.15)$$

donde $\text{tr}[\epsilon] = \epsilon_{11} + \epsilon_{22} + \epsilon_{33}$, es la traza de ϵ .

A veces es útil expresar el tensor de deformaciones usando la notación de índice. De esta forma la ecuación (2.13) puede reescribirse como:

$$\epsilon_{ij} = \frac{1}{2}(\partial_i u_j + \partial_j u_i), \quad (2.16)$$

donde i y j van de 1 a 3 (correspondiente a los ejes x , y y z), y usamos la notación $\partial_x u_y = \partial u_y / \partial x$. Además, la deformación es adimensional, ya que representa cambios de longitud en el espacio (Stein y Wysession, 2003; Shearer, 2009).

2.3.3 RELACIÓN ENTRE ESTRÉS Y DEFORMACIÓN

La Tierra se comporta como un material linealmente elástico, dando lugar a ondas sísmicas, pero esto es válido sólo para una escala de tiempo corto (en escalas de tiempo de miles de años o más, la Tierra fluye como un líquido viscoso), y para cuando se asume que los desplazamientos desde un estado inicial no deformado son pequeños (teoría del estrés infinitesimal). Los tensores de estrés y de deformación están vinculados por una relación lineal constitutiva del material elástico. En su forma más general, esta relación puede ser escrita como:

$$\sigma_{ij} = C_{ijkl} \varepsilon_{kl}, \quad (2.17)$$

donde C_{ijkl} se denomina “módulo elástico” y describe las propiedades del material. Esta ecuación es conocida como la ley de Hooke generalizada, y asume una elasticidad perfecta, sin pérdida de energía o de atenuación cuando el material se deforma, en respuesta a la tensión aplicada. El cuerpo sólido en que se cumple la relación (2.17) se llama “elástico lineal”. Es importante destacar que el estrés no es sensible al tensor de rotación, en otras palabras, los cambios de la tensión son sólo causados por cambios en el volumen o en la forma de los sólidos, en lugar de las rotaciones rígidas.

El tensor elástico, C_{ijkl} , es un tensor de cuarto orden, con 81 componentes. Sin embargo, debido a la simetría del estrés y de la deformación, y por consideraciones termodinámicas, sólo 21 de estos componentes son independientes. Así, sólo son necesarios 21 componentes para especificar la relación entre el estrés y la deformación de la forma más general para un sólido elástico. Las propiedades de un sólido pueden variar con la dirección, si lo hacen, el material se denomina anisotrópico. En contraste, las propiedades de un sólido isotrópico son las mismas en todas las direcciones. La isotropía ha demostrado ser una razonable aproximación para una gran parte del interior de la Tierra. Si suponemos que el cuerpo sólido es isotrópico, o sea, C_{ijkl} es invariante con respecto a la rotación, el número de parámetros independientes se reduce a dos, tal que

$$C_{ijkl} = \lambda \delta_{ij} \delta_{kl} + \mu (\delta_{il} \delta_{jk} + \delta_{ik} \delta_{jl}), \quad (2.18)$$

donde λ y μ son conocidos como los parámetros de Lamé, y δ_{ij} es la delta de Kronecker. Entonces, la ecuación que relaciona la tensión y la deformación (2.17) para un sólido isotrópico queda:

$$\begin{aligned} \sigma_{ij} &= [\lambda \delta_{ij} \delta_{kk} + \mu (\delta_{il} \delta_{jk} + \delta_{ik} \delta_{jl})] \varepsilon_{kl} \\ \sigma_{ij} &= \lambda \delta_{ij} \varepsilon_{kk} + 2 \mu \varepsilon_{ij}, \end{aligned} \quad (2.19)$$

donde $\varepsilon_{kk} = tr[\boldsymbol{\varepsilon}]$.

Los dos parámetros de Lamé describe la relación lineal entre el esfuerzo y la deformación de un sólido isotrópico. μ se denomina “módulo de cizalle” o “rigidez” y corresponde a una medida de la resistencia del material al cizalle. El otro parámetro de Lamé, λ , no tiene una explicación física simple. Ambos parámetros poseen las unidades del estrés (Pa). Un sólido Poisson es una aproximación muy común en sismología, en la cual se cumple que $\lambda = \mu$ (Stein y Wysession, 2003; Shearer, 2009).

2.4 FALLAS

A bajas temperaturas y presiones, la roca se vuelve un material quebradizo que se fracturará si existen tensiones lo suficientemente grandes. Las fracturas son ampliamente observadas en rocas de la superficie. Cuando un desplazamiento lateral se lleva a cabo en una fractura, la rotura de la roca se conoce como “Falla”. Estos tipos de defectos superficiales ocurren en todas las escalas. En la escala más pequeña, el desplazamiento a una fractura puede ser de milímetros solamente. En la mayor escala, la anchura de la falla puede ser de un kilómetro o más, y el desplazamiento lateral puede ser de cientos de kilómetros. Una zona de falla es una zona de debilidad (Turcotte and Schubert, 2002).

Los terremotos están asociados con el desplazamiento de las fallas. Las fallas se bloquean, y sólo ocurre un desplazamiento en ellas cuando la tensión se acumula a un nivel lo suficiente alto como para provocar la ruptura de la falla (un movimiento abrupto). Esto se conoce como comportamiento “Stick-Slip”. Cuando se adhiere (“stick”) la falla, la energía elástica se acumula en las rocas de alrededor de ésta a causa de los desplazamientos. Cuando la tensión en la falla alcanza un valor crítico, la falla se desliza (“slip”), y se produce un terremoto. La energía elástica almacenada en la roca adyacente es disipada parcialmente en forma de calor, por la fricción, y está parcialmente irradiada en forma de energía sísmica. Esto se conoce como “rebote elástico”, y fue propuesto por H. Reid (Turcotte and Schubert, 2002; Lowrie, 2007).

El modelo de rebote elástico se ilustra en la figura 2.4-1 donde aparecen los cambios en cinco líneas paralelas dibujadas perpendicularmente a una falla, que en la opción (a) se encuentra en un estado no deformada. Luego, en (b) aparece deformación producto del movimiento relativo de los bloques adyacentes, acumulándose durante un tiempo. Cuando el punto de ruptura de la roca se supera, se produce la rotura, y un desplazamiento violento en la falla, tal como se aprecia en la parte (c). La energía de deformación acumulada se libera con una velocidad de varios kilómetros por segundo. Los segmentos BC y C'D están sometidos a compresión, mientras que los segmentos CD y BD' experimentan dilatación. Los puntos A y E no se mueven, por lo tanto, la energía de deformación almacenada en esos puntos no se ha liberado. La longitud total del plano de falla no se ha desplazado, sólo la región en donde se ha excedido el punto de ruptura de la roca. Cuanto mayor es la longitud del plano de falla que se activa, más grande es el terremoto generado (Lowrie, 2007).

Los movimientos relativos de las placas rígidas a menudo son alojados en las fallas principales. En las fosas oceánicas, la litosfera oceánica se hunde bajo la litosfera continental a lo largo de un plano de falla. Es en estos lugares es donde ocurren la mayoría de los grandes terremotos del mundo, con el fin de acomodar el continuo proceso de subducción (Turcotte and Schubert, 2002).

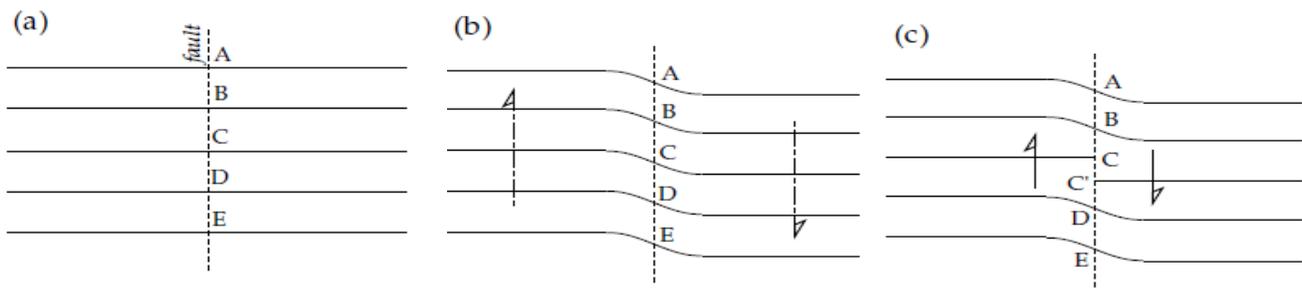


Figura 2.4-1: Imagen explicativa del modelo de rebote elástico. (a) corresponde al estado no deformado de un segmento de falla; (b) corresponde a la acumulación de tensión cerca de la falla debido al movimiento relativo de los bloques adyacentes; y en (c) aparece el “rebote” del segmento, liberando energía sísmica.

(Imagen: Lowrie, 2007)

Existe una amplia evidencia geológica de que las fallas se reactivan. Tensiones grandes pueden reactivar las fallas que han estado inactivas durante decenas o cientos de miles de años (Turcotte and Schubert, 2002).

La dirección del desplazamiento en una falla se puede utilizar para determinar el estado de estrés responsable del desplazamiento. Dado que los huecos no se pueden crear en el interior profundo de la Tierra, los desplazamientos en las fallas son paralelas a la superficie de la falla. Si una región está en un estado de estrés tensional, se producirá una falla normal, como se ilustra en la figura 2.4-2 (a). Si una región está en un estado de esfuerzo de compresión, se produce una falla inversa, como se ilustra en la figura 2.4-2 (b). Ambas fallas también son conocidas como falla “Dip-Slip”. Si la región está en un esfuerzo cortante, se producirá un fallamiento de desgarre. Si, para un observador que está de pie en un lado de la falla, el movimiento en el otro lado de la falla es a la derecha, es una falla lateral derecha o Dextral, tal como se ilustra en la figura 2.4-2 (c). Si el movimiento en el otro lado de la falla es a la izquierda, la falla será lateral izquierdo o Sinistral, tal como se ilustra en la figura 2.4-2 (d). Ambas fallas también son conocidas como “Strike-Slip”. El desplazamiento en una falla real es casi siempre una combinación de strike-slip y dip-slip. Sin embargo, un tipo de movimiento generalmente es el que predomina (Turcotte and Schubert, 2002).

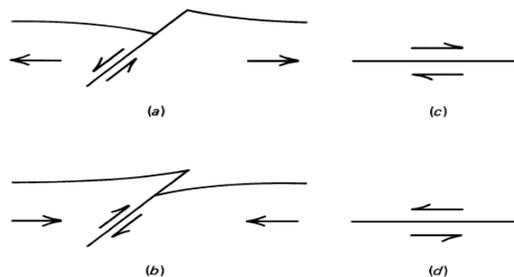


Figura 2.4-2: Imagen que ilustra secciones transversales de: (a) una falla normal y (b) una falla inversa, y vistas superiores de: (c) una falla dextral y (d) una falla sinistral.

(Imagen: Turcotte and Schubert, 2002)

2.4.1 FALLA INVERSA

Una falla inversa o de empuje, ocurre cuando la litosfera oceánica se mete bajo de la litosfera continental adyacente (o del mar). También existe durante las colisiones continentales. La figura 2.4-3 muestra una idealizada falla de empuje con compresión horizontal. Los esfuerzos de compresión causan el desplazamiento a lo largo de un plano de falla de inmersión, con un ángulo β con la horizontal. Las fallas de empuje se pueden formar en cualquiera de las dos geometrías conjugadas mostradas en la figura 2.4-3 (a) y 2.4-3 (b). El bloque de arriba se conoce como pared colgante, y el bloque de abajo se conoce como pared de pie (Turcotte and Schubert, 2002).

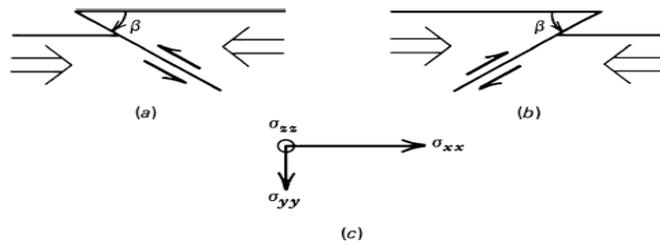


Figura 2.4-3: Imagen que ilustra las fallas de empuje, o fallas inversas, con una inmersión de ángulo β .

Además se muestran las tensiones principales en el sistema con magnitudes $\sigma_{xx} > \sigma_{zz} > \sigma_{yy}$.

(Imagen: Turcotte and Schubert, 2002)

Supongamos que las tensiones en los ejes x , y y z son las tensiones principales. La componente vertical de la tensión σ_{yy} es la presión de sobrecarga o litostática,

$$\sigma_{yy} = p g y x . \quad (2.20)$$

El estrés deviatorico vertical $\Delta \sigma_{yy}$ es cero. Para que se produzcan las fallas de empuje de la figura 2.4-3, es necesario un esfuerzo deviatorico de compresión, aplicada en la dirección $\Delta \sigma_{xx}$ que sea

$$\Delta \sigma_{xx} > 0 . \quad (2.21)$$

El esfuerzo de compresión horizontal,

$$\sigma_{xx} = p g y + \Delta \sigma_{xx} , \quad (2.22)$$

y el estrés litostático vertical debe cumplir:

$$\sigma_{xx} > \sigma_{yy} . \quad (2.23)$$

Para la geometría de la falla mostrada en la figura 2.4-3, se asume que no hay deformación en la dirección z . En esta situación de deformación, se puede aplicar

$$\Delta \sigma_{zz} = \nu \Delta \sigma_{xx} . \quad (2.24)$$

La tensión deviatorica en la dirección z también es de compresión, pero su magnitud es un factor ν menor que la tensión deviatorica aplicada. Por lo tanto, el esfuerzo de compresión horizontal,

$$\sigma_{zz} = p g y + \nu \Delta \sigma_{xx} , \quad (2.25)$$

superando al esfuerzo vertical σ_{yy} , pero siendo más pequeño que el esfuerzo horizontal σ_{xx} . Las fallas de compresión satisfacen la condición

$$\sigma_{xx} > \sigma_{zz} > \sigma_{yy} . \quad (2.26)$$

El esfuerzo vertical es el esfuerzo mínimo de compresión (Turcotte and Schubert, 2002).

Los terremotos producidos por una falla inversa pueden ser idealizados por el movimiento de una falla planar de orientación arbitraria, como la que se muestra en el figura 2.4-4. El plano de falla se define por el ángulo “Strike”, ϕ , que corresponde a la dirección angular de la interacción de la superficie de la falla con un plano horizontal, con respecto al norte, y por el ángulo “Dip”, δ , que corresponde al ángulo formado entre la horizontal y el plano de falla. Tal como se mencionó anteriormente, para este tipo de fallas, el bloque inferior se denomina “Foot Wall”, y el bloque superior es “Hanging Wall”. El vector de deslizamiento de la falla se define por el movimiento de la pared superior con relación a la pared de pie, y es conocido como “Rake”, λ , que corresponde al ángulo entre el vector de deslizamiento y el “strike”. Como se trata de una falla inversa, es la pared superior la que se mueve ascendiendo, y se caracterizan por tener ángulos dip menores de 45° . En general, las fallas inversas implican compresión horizontal en la dirección perpendicular al strike. El movimiento vertical entre las superficies de la falla se llama dip-slip (un terremoto de subducción ocurre porque la falla es inversa dip-slip, figura 2.4-5) (Shearer, 2009).

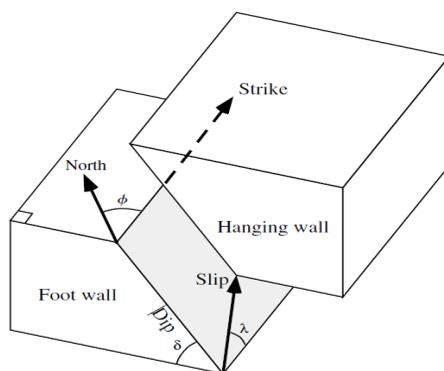


Figura 2.4-4: Una falla plana que está definida por los ángulos strike, dip y slip.

Falla típica de zona de subducción.

(Imagen: Shearer, 2009)

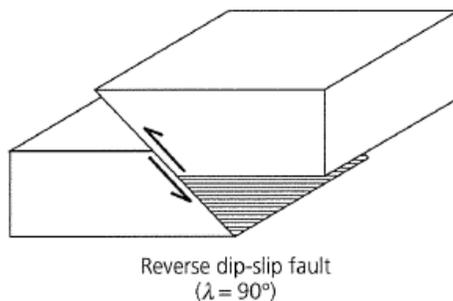


Figura 2.4-5: Movimiento vertical entre las superficies de falla llamada dip-slip.

(Imagen: Stein y Wysession, 2003)

2.5 TERREMOTOS

La mayoría de los terremotos que sacuden la Tierra cada año son tan débiles que sólo son registrados por los sismógrafos sensibles, pero algunos son lo suficientemente fuertes como para tener consecuencias catastróficas, incluso para la humanidad y el medio ambiente. Las ocurrencias de terremotos se correlacionan fuertemente con los límites de las placas. Ocurren en todos los límites de placas, sin embargo, las zonas de subducción y zonas de colisión continental se destacan por sus grandes terremotos (Turcotte y Schubert, 2002). Alrededor del 90% de todos los terremotos son resultado de eventos tectónicos, principalmente en los movimientos de las fallas. El restante 10% está relacionado con el vulcanismo, colapso de cavidades subterráneas, o los efectos provocados por el hombre (Lowrie, 2007).

Tal como se explica en la sección 2.4, los terremotos están asociados con los desplazamientos de fallas preexistentes, donde debido al movimiento tectónico, el esfuerzo se va acumulando en la falla bloqueada producto de la fricción hasta que la tensión de rotura de la roca se alcanza. En ese momento la falla se desliza, se produce un terremoto y el estrés acumulado se libera en unos pocos segundos (Teoría del rebote elástico, mencionada en sección 2.4). El terremoto se propaga a lo largo de la falla a una velocidad cercana a la velocidad del sonido en la roca (unos pocos kilómetros por segundo). El desplazamiento en la falla genera ondas sísmicas que se propagan por la roca circundante. Una fracción significativa de la energía elástica almacenada se va a las ondas sísmicas, y el resto se disipa en forma de calor por la fricción en la falla (Turcotte y Schubert, 2002; Stein y Wysession, 2003).

2.5.1 SISMICIDAD EN ZONAS DE SUBDUCCIÓN

Las zonas de subducción generan la mayor parte de la sismicidad en el mundo, y todos los grandes terremotos (Ruff, 1996). La gran variedad de sismos generados en estas zonas pueden dividirse en:

(i) Sismos pocos profundos (menos de 50 km de profundidad), llamados “sismos tipo Thrust” o “Interplaca”. Ocurren a lo largo del plano de contacto entre placas, y son compresionales o de fallamiento inverso. Ejemplo de este tipo de evento sísmico serían los terremotos de Valparaíso de 1906 y 1985, y el de Valdivia de 1960. La mayor parte de los grandes sismos corresponden a este tipo de evento.

(ii) Sismos intermedios (entre 50 a 300 km de profundidad), conocidos también como “sismos Intraplaca de profundidad intermedia”. Ocurren en el interior de la placa subducente (en el caso del sistema de subducción de Chile sería en el interior de la placa de Nazca), por el efecto del doblamiento

de la placa subductada, produciendo esfuerzos tensionales. Como ejemplo de este tipo de eventos, se mencionan el terremoto de Talca de 1927, de Chillán de 1939, de Santiago de 1945.

(iii) Sismos profundos (más de 300 km de profundidad). Estos terremotos se producen en diferentes ambientes tectónicos. Un ejemplo es el terremoto ocurrido en Bolivia el 1994.

(iv) Sismos cordilleranos, conocidos como “sismos corticales”. Ocurren en el interior de la placa que no subduce (en el caso de Chile, esta placa sería la Sudamericana). Son sismos cordilleranos superficiales, situados en el frente precordillerano y cordillerano, con distancias focales cercanas a 20 [km] de profundidad. Un ejemplo de este tipo de evento es el terremoto de Las Melosas ocurrido en 1958.

Los grandes terremotos de la zona interplaca son producidos por el fuerte acoplamiento que existe entre las placas, conocido también como “contacto sismogénico”. El límite superior de esta zona lo entrega el término de la zona asísmica causada por la presencia de sedimentos no consolidados a lo largo del contacto interplaca. Los terremotos intermedios y profundos forman la conocida “zona de Wadati-Benioff” (o también llamada simplemente “zona Benioff”) y se producen en los interiores fríos de la losa, hasta unos 700 km de profundidad aproximadamente. Los terremotos superficiales se crean en la interfase entre las placas, y ocurren por la liberación del movimiento de la placa que se encontraba bloqueada (Belmonte, 1997; Silva, 2011; Shearer, 2009). La figura 2.5-1 muestra algunas de las características de la sismicidad observada en las zonas de subducción.

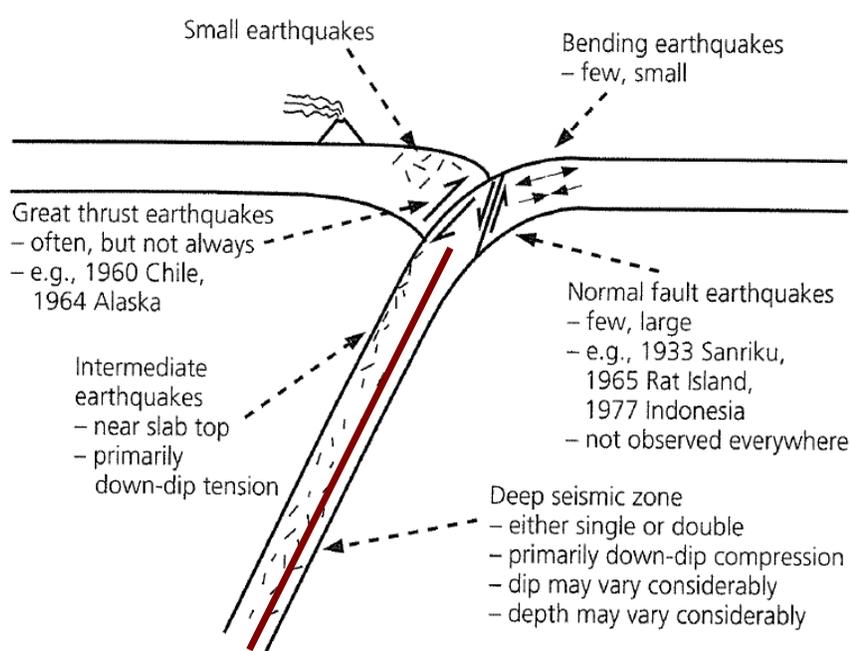


Figura 2.5-1: Imagen de una zona de subducción que muestra los diferentes lugares de ella donde se producen los sismos. El segmento mostrado en rojo corresponde a la zona Benioff.

(Imagen: Shearer, 2009)

2.5.2 CICLO SÍSMICO

Usando como base el rebote elástico, existe una teoría conocida como “ciclo sísmico” que tiene lugar en las grandes fallas de los límites de placas, durante cientos o miles de años. Durante la etapa del “intersísmico”, que constituye la mayor parte del ciclo, se produce un movimiento constante lejos de la falla, pero la falla se encuentra bloqueada, acumulándose la tensión. Luego, inmediatamente antes de la ruptura está la etapa “presísmica” la cual está asociada con pequeños terremotos (temblores) u otros efectos precursoros. La etapa cuando ocurre el terremoto se llama “cosísmico”, y es el momento en donde la falla se mueve rápidamente en pocos segundos, “poniéndose al día” con todo lo que no se había movido antes por estar bloqueada, generando ondas sísmicas. Y por último, está la etapa “postsísmica” que se produce después del terremoto, cuando aparecen las réplicas y se acomodan los bloques para estabilizarse. Luego de esta última etapa, que dura algunos años, comienza nuevamente el proceso intersísmico (Stein y Wysession, 2003). En la figura 2.5-2 se muestran las dos etapas más importantes del ciclo sísmico.

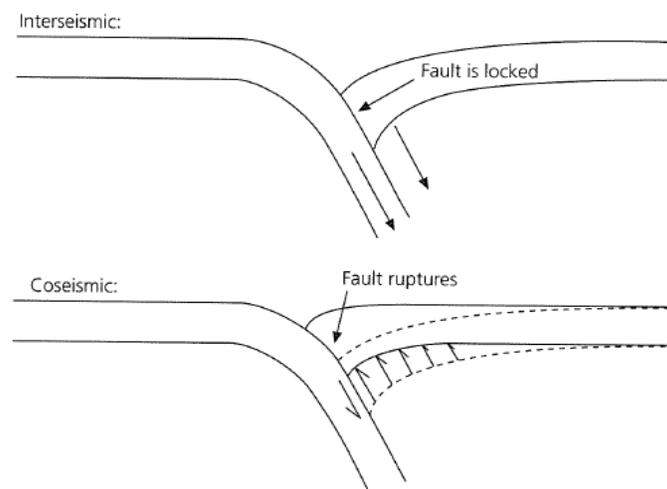


Figura 2.5-2: Dos etapas más importantes del ciclo sísmico en zona de subducción, el proceso intersísmico en la imagen superior y el proceso cosísmico en la imagen inferior.

(Imagen: Stein y Wysession, 2003)

2.5.3 MAGNITUDES SÍSMICAS

Gracias al desarrollo en los sismógrafos se ha hecho posible la obtención de una medida cuantitativa del tamaño de un terremoto. La magnitud M se obtiene a partir de los desplazamientos de la superficie medidos por las estaciones sísmicas (en la amplitud de las ondas resultantes grabadas en los sismogramas), después de haber aplicado las correcciones necesarias. Por lo tanto, la forma general de la magnitud sería:

$$M = \log_{10}(A/T) + F(h, \Delta) + C, \quad (2.27)$$

donde A es la amplitud de la señal, T es el período dominante en la señal, F es una corrección para la variación de la amplitud con la profundidad, h , del terremoto y la distancia, Δ , desde el sismómetro, y C es un factor de escala regional. La magnitud es una escala logarítmica, lo que significa que por el incremento de una unidad, como por ejemplo de la magnitud 5 a 6, existe un incremento de diez veces la amplitud de la onda sísmica, debido a que los desplazamientos medidos por los sismómetros abarcan un factor más de 10^{10} .

El primero en introducir una escala de magnitud sísmica fue Charles Richter, que en 1935 propuso la “magnitud local”, M_L , la cual fue definida para sismos locales en California, para un radio de aproximadamente 600 km, y es determinada a partir de la máxima amplitud registrada por un sismógrafo Wood Anderson. La magnitud local se define como:

$$M_L = \log_{10}(A) - \log_{10}(A_0), \quad (2.28)$$

donde A es la máxima amplitud de la taza registrada, y A_0 la amplitud máxima que sería producida por un sismo patrón (un sismo que produciría una deflexión de 0.001 mm en un sismógrafo ubicado a 100 km del epicentro).

Con el tiempo, comenzaron a aparecer varias escalas de magnitudes sísmicas, de las cuales destacan la “Magnitud de Onda Superficial”, M_S , y la “Magnitud de Ondas de Cuerpo”, m_b . La magnitud M_S se basa en la amplitud máxima producida por las ondas superficiales Rayleigh con un período en el rango de 18 a 22 segundos. La expresión para determinar su valor es a siguiente:

$$M_S = \log_{10}(A/T) + 1.66 \log_{10}(\Delta) + 3.3, \quad (2.29)$$

donde A es la amplitud máxima horizontal del terreno medida en micrómetros, T es el periodo de la onda en segundos, y Δ es la distancia epicentral en grados.

La determinación de la magnitud M_S para sismos con profundidad focal mayor a 50 km se dificulta, debido a que no se generan ondas de superficie con suficiente amplitud, es por eso que se creó la magnitud m_b , la cual se basa en la amplitud de las ondas de cuerpo con periodos cercanos a 1.0 segundos, y se determina utilizando lo siguiente:

$$m_b = \log_{10}(A/T) + Q(h, \Delta), \quad (2.30)$$

donde A es la amplitud del terreno en micrómetros, T es el período en segundos, y Q es un factor de atenuación que depende de la distancia en grados, Δ , y la profundidad focal, h , en kilómetros.

Como medidas del tamaño del terremoto, la magnitud tiene dos ventajas principales. En primer lugar, se mide directamente a partir de los sismogramas, sin un procesamiento de señal sofisticado. En segundo lugar, se obtienen magnitudes de primer orden, lo cual es muy atractivo. Sin embargo, las magnitudes tienen dos limitaciones. En primer lugar, son totalmente empíricas, y por lo tanto, no tiene

conexión directa a la física de los terremotos. En segundo lugar, las estimaciones de la magnitud varían notablemente con el acimut, y alguna de ellas no reflejan correctamente el tamaño de los grandes terremotos.

Por otro lado, existe otro enfoque para la cuantificación del tamaño de un sismo, que está relacionada con la energía liberada. Se conoce como “momento sísmico”, M_o , y está definido como:

$$M_o = \mu \bar{D} S, \quad (2.31)$$

donde μ es el módulo cortante o de rigidez de la roca donde se encuentra la falla, S es el área de ruptura de la falla, y \bar{D} es el desplazamiento promedio (o dislocación) ocurrido en la falla luego del terremoto. El momento sísmico tiene dimensiones de energía, N-m o dyn-cm. Según Lay y Wallace (1995), el momento sísmico es la mejor manera para cuantificar un terremoto.

Usando el momento sísmico podemos definir otra escala de magnitud que está directamente ligada a los procesos del origen del terremoto, con valores de primer orden y compatible con otras escalas de magnitud. Esta escala se conoce como “magnitud de momento”, y según Hanks y Kanamori (1979) está definida como:

$$M_w = \frac{\log_{10} M_o}{1.5} - 6.06, \quad (2.32)$$

donde M_o está en N-m. La magnitud de momento es una media de deformación global en la fuente, y se ha convertido en la escala más común para los grandes terremotos (Lay y Wallace, 1995; Turcotte y Schubert, 2002; Stein y Wysession, 2003; Lowrie, 2007).

2.5.4 CAÍDA DE TENSIÓN

El momento sísmico, (2.31), no distingue entre un terremoto que implica deslizamiento pequeño en una gran falla y uno con un gran deslizamiento en una falla pequeña, siempre cuando el producto entre el deslizamiento promedio y el área permanezcan constantes. Sin embargo, las diferencias entre el estrés antes y después de los eventos sísmicos en cada falla serían desiguales. Este cambio de estrés se conoce como “caída de tensión” o “caída de estrés”, y es la diferencia media entre el estrés en una falla antes y después del terremoto:

$$\Delta \sigma = \frac{1}{A} \int_S [\sigma_0 - \sigma_1] dS, \quad (2.33)$$

donde la integral se realiza sobre la superficie de la falla S , y A es el área de la falla. La caída de tensión cuantifica la magnitud del esfuerzo liberado por un evento sísmico.

Una forma más general de la caída de tensión sería:

$$\Delta \sigma = C \mu \left[\frac{\bar{D}}{\tilde{L}} \right], \quad (2.34)$$

donde \tilde{L} es una dimensión característica de rotura, \bar{D} es el deslizamiento promedio y C es una constante adimensional que depende de la geometría de la ruptura. Si observamos la ecuación (2.34), un gran deslizamiento en una falla pequeña causará más estrés que un pequeño deslizamiento en una gran falla. Debe tenerse en cuenta que estas soluciones asumen formas suaves para la función de deslizamiento sobre la superficie de la falla y, por lo tanto, representan sólo aproximaciones a la caída de tensión promediada. En fallas reales la caída de tensión puede variar en formas complicadas debido a la no-uniformidad de las propiedades elásticas y tensiones iniciales. Un resultado ampliamente utilizado para obtener los deslizamiento en fallas rectangulares es la solución de Okada (1992), la cual comentaremos más adelante (Shearer, 2009). Para eventos grandes $M_w \geq 7.5$, la caída de tensión puede variar entre 20 a 60 bars (Kanamori, 1977; Belmonte y Bataille, 2010).

2.6 ENERGÍA SÍSMICA

Cuando ocurre un evento sísmico, la energía sísmica de descarga, E_S , será la diferencia entre la energía de deformación elástica, W , y la energía liberada (en forma de calor y por el rompimiento de las rocas) por el esfuerzo friccional, H , tal como se ve en la ecuación (2.35). Este supuesto se define de esta manera cuando se ignora la energía necesaria para crear nueva topografía en la superficie. Entonces,

$$E_S = W - H, \quad (2.35)$$

con

$$H = \sigma_f \bar{D} S, \quad (2.36)$$

donde σ_f es el esfuerzo friccional, y con

$$W = \bar{\sigma} \bar{D} S, \quad (2.37)$$

donde S es el área superficial de la falla, \bar{D} es el desplazamiento promedio sobre la superficie de la falla, luego de ocurrido el evento sísmico, y $\bar{\sigma}$ es la tensión media en la falla. W también es considerada como la cantidad de energía elástica que se carga en una zona perturbada, por lo tanto, también es conocida como “energía de carga”.

El momento sísmico también puede ser interpretado en términos de la energía de deformación liberada en los terremotos. En el marco de un modelo de relajación de tensión elástica de un terremoto, la diferencia en la energía de deformación elástica, ΔW , antes y después de un terremoto (o en otras palabras, el cambio de energía total), según Kanamori (1977), puede ser escrita como:

$$\Delta W = \frac{(\sigma_0 + \sigma_1)}{2} \bar{D} S, \quad (2.38)$$

donde σ_0 y σ_1 son el estrés inicial y final, respectivamente. Usando la definición del momento sísmico, (2.31), y reemplazándola en (2.38), se tiene:

$$\Delta W = \frac{(\sigma_0 + \sigma_1)}{2\mu} M_o. \quad (2.39)$$

Las tres tensiones mencionadas anteriormente, σ_0 , σ_1 y σ_f , no se pueden determinar individualmente con métodos sismológicos, pero las diferencias,

$$\Delta \sigma = \sigma_0 - \sigma_1, \quad (2.40)$$

y

$$\Delta \sigma_d = \sigma_0 - \sigma_f, \quad (2.41)$$

se pueden determinar con métodos sismológicos. $\Delta \sigma$ es la caída de tensión estática explicada en la sección 2.5.4. El término $\Delta \sigma_d$ es llamado “caída de esfuerzo dinámico”, y corresponde a la tensión que impulsa el movimiento de la falla.

De las ecuaciones (2.38) y (2.40) se puede llegar a que cuando la caída de tensión es parcial, la

energía de deformación elástica es:

$$\Delta W = \frac{(\Delta \sigma + 2 \sigma_1)}{2} \bar{D} S,$$

$$\Delta W = \frac{\Delta \sigma}{2} \bar{D} S + \sigma_1 \bar{D} S = W_0 + \sigma_1 \bar{D} S, \quad (2.42)$$

donde W_0 es la energía de deformación elástica mínima cuando la caída de estrés en la falla es completa.

Reemplazando las relaciones (2.36) y (2.42) en la relación (2.35) se obtiene:

$$E_s = \frac{\Delta \sigma}{2} \bar{D} S + \sigma_1 \bar{D} S - \sigma_f \bar{D} S. \quad (2.43)$$

Si asumimos la condición de Orowan (1960), donde $\sigma_1 = \sigma_f$, en otras palabras, que el esfuerzo después del evento sísmico es igual al esfuerzo friccional, entonces la relación anterior, (2.43) quedará:

$$E_s = E_0 = \frac{\Delta \sigma}{2} \bar{D} S = \frac{\Delta \sigma}{2 \mu} M_o, \quad (2.44)$$

donde E_0 sería la energía mínima liberada en un evento sísmico. Entonces si se cumple la condición de Orowan (1960), no sólo W_0 es la estimación mínima de W , si no que también es igual a la energía sísmica (Kanamori, 1977; Kanamori, 2001; Belmonte, 2010)

2.7 EFICIENCIA SÍSMICA

La relación (2.35) también puede ser escrita como:

$$E_s = \eta W, \quad (2.45)$$

donde η se conoce como la “eficiencia sísmica”, se define como la fracción de la energía total que es irradiada como ondas sísmicas, y posee un valor constante entre 0 y 1. La relación (2.45) se considera válida para un periodo de tiempo suficientemente largo como para que el macizo descargue la carga adicionada durante el proceso de perturbación. La eficiencia sísmica no se puede determinar directamente a partir de los datos sísmicos, pero si es posible estimarla a partir de lo definido por Kanamori et al. (1975), cuando se cumple que el estrés friccional, σ_f , es cercano o igual al estrés luego de un evento sísmico, σ_1 , (condición de Orowan (1960)). De esta manera la eficiencia sísmica puede ser escrita como:

$$\eta = \frac{\bar{\sigma} - \sigma_1}{\bar{\sigma}} = \frac{e}{2 - e}, \quad (2.46)$$

donde $\bar{\sigma}$ es el estrés medio definido como:

$$\bar{\sigma} = \frac{\sigma_0 + \sigma_1}{2}, \quad (2.47)$$

y e es la caída de estrés estática fraccional, definido como:

$$e = \frac{\Delta \sigma}{\sigma_0}, \quad (2.48)$$

donde $\Delta \sigma$ es la caída de tensión (definida en la relación (2.40)) y σ_0 es el estrés antes de evento sísmico. Así, usando la expresión (2.46) es posible estimar la eficiencia sísmica, tanto para una zona intraplaca como interplaca.

La ecuación (2.46) también se puede reescribir en términos de σ_1 y $\Delta \sigma$ de la siguiente forma:

$$\eta = 1 - \frac{2 \sigma_1}{\Delta \sigma + 2 \sigma_1}. \quad (2.49)$$

(Kanamori et al. (1975); Lay y Wallace, 1995; Kanamori, 2001; Shearer, 2009; Belmonte y Bataille, 2010).

2.8 LEY DE GUTENBERG-RICHTER

Pequeños terremotos ocurren con mucha más frecuencia que los más grandes. Como mencionamos anteriormente, la ley Gutenberg-Richter (desde ahora nombrada como Ley G-R) es una ecuación empírica que relaciona la frecuencia de ocurrencia de eventos sísmicos de magnitud igual o mayor a un valor M , en un determinado período de tiempo y en una cierta zona de estudio. Esta relación fue propuesta por Gutenberg y Richter en 1944, y está definida como:

$$\log_{10} N(M) = a - bM, \quad (2.50)$$

donde M es la magnitud del sismo, $N(M)$ es el número de sismos de magnitud igual o mayor que M , a y b son constantes positivas que dependen del medio y que se pueden determinar de un conjunto de eventos con magnitud conocida (utilizando mínimos cuadrados). La constante a corresponde al logaritmo en base 10 del número acumulado de sismos con magnitud igual y mayor a 0, y depende de la tasa de eventos esperados en un volumen (Lowrie, 2007). La constante b se denomina “valor b” y más adelante se profundizará en él.

La ecuación (2.50) se puede utilizar para calcular la liberación de energía anual de los terremotos. El evento más grande en un año, por lo general, representa aproximadamente el 50% de la liberación de energía sísmica anual total, y los eventos con magnitudes superiores a 7 representan más del 75% del total. También, la ley G-R se utiliza a menudo en el análisis de riesgo sísmico, para determinar el terremoto máximo durante una ventana de tiempo. Si asumimos que los valores de a y b , determinados para un periodo de tiempo dado, son similares en tamaño y frecuencia de ocurrencia, la relación puede ser extrapolada a ventanas de tiempo más grandes. El tiempo de recurrencia de un terremoto de magnitud M es proporcional a N^{-1} . Pero usualmente es casi imposible poder obtener un catálogo sísmico completo, debido a que recién en 1900 comenzaron a registrarse los primeros sismos por sismógrafos, y los registros que se poseen hoy en día no abarcan por completo la historia sísmica de los terremotos de grandes magnitudes. Este efecto se le conoce como “problema de incompletitud de los catálogos sísmicos” (Lay y Wallace, 1995; Shearer, 2009; Belmonte, 2010).

2.8.1 VALOR b

Tal como se explicó en la sección 2.8, la ley G-R está definida por diferentes parámetros de los cuales el valor b se considera como el más importante, y ha sido motivo de una serie de estudios por los científicos. Este parámetro se considera una constante positiva, mide el número relativo de grandes terremotos en comparación con temblores pequeños, y depende de las propiedades de la roca. Bath (1981) menciona que valores grandes de b son asociados a estructuras tectónicas con gran heterogeneidad, además, según datos obtenidos de experimentos en laboratorios, se encontró que

valores elevados de tensión están acompañados de valores pequeños de b , y que valores bajos de tensión resultan de valores grandes de b . Udías y Mezcua (1986) sugieren también que el valor b está relacionado con las características físicas de cada región, de modo que un valor alto de b implica un predominio de sismos de pequeña magnitud, es decir, la región posee poca resistencia para la acumulación de esfuerzos, mientras que una valor bajo de b implica un predominio de sismos de magnitud mayor, es decir, corresponde a un medio con mayor resistencia. Los valores de b generalmente van desde 0.4 a 1.2, y no muestran mucha variabilidad regional. El único caso en el que el valor de b se aparta significativamente de 1 es en los enjambres del terremoto, donde los valores de b puede ser tan grande como 2.5. Si $b=1$ el número de terremotos aumenta por un factor de 10 para cada caída en la unidad de la magnitud. Por ejemplo, si en una región existe 1 evento sísmico por año de magnitud $M=6$ entonces deberíamos esperar unos 10 eventos por año de la magnitud $M=5$; unos 100 de magnitud $M=4$, etc.

Una de las formas para poder estimar el valor b , característico de la zona a estudiar, es ajustando una recta a los datos sísmicos expresados en la ley G-R de la zona. La figura 2.8-1 muestra $N(M_w)$ del catálogo CMT mundial desde 1976 hasta 2005, en la que se ajusta una recta con pendiente igual a 1, que corresponde al valor b de la zona. Entre los valores 5.5 y 7.5 de M_w , la distribución encaja bien con $b=1$. En magnitudes menores el aumento de N disminuye, porque los terremotos por debajo de $M_w=5$ son demasiado pequeños para ser bien registrados por las redes sísmicas globales. Para $M_w>7.5$ las cifras también caer por debajo de la línea $b=1$, lo que puede representar un cambio en la ley de potencia o un déficit temporal en el número de terremotos globales muy grandes (Lay y Wallace, 1995; Shearer, 2009; Belmonte, 2010).

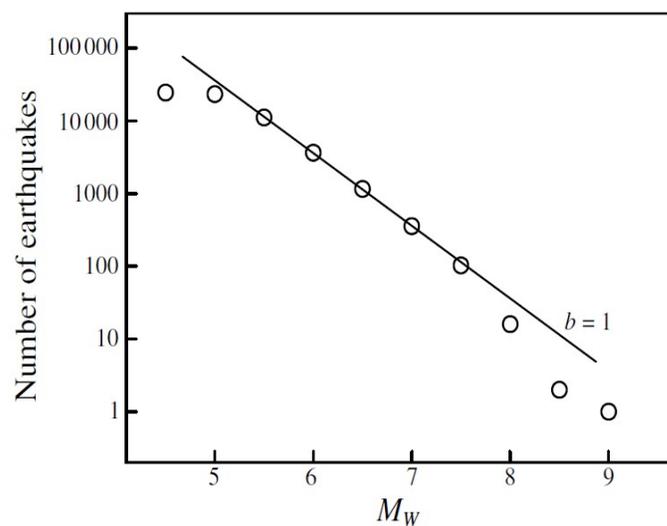


Figura 2.8-1: $N(M_w)$ del catálogo global CMT desde 1976 a 2005.

(Imagen: Shearer, 2009)

2.9 ZONAS DE SUBDUCCIÓN SELECCIONADAS

Para comprobar la efectividad del método propuesto, se propuso plantear el problema en algún caso ejemplo, que se conozcan los resultados. Es por esto que se busca estimar la magnitud del terremoto ocurrido el 27 de febrero de 2010 (latitud: 36.12°S, longitud: 72.90°O, profundidad: 23 km NEIC (2013)) y la magnitud del terremoto ocurrido el 3 de marzo de 1985 (latitud: 33.14°S, longitud: 71.87°O, profundidad: 33 km NEIC (2013)), generados en la zona Centro-Sur de Chile (entre las latitudes 33°S a 38°S y longitudes 76°O a 70°O, figura 1.9-1), para comprobar los resultados obtenidos con las magnitudes 8.8 y 8.0 de los terremotos, respectivamente. Además, se eligió la zona de subducción del Norte de Chile (entre las latitudes 18°S a 23°S y longitudes 74°O a 68°O, figura 1.9-2) para mostrar un ejemplo de cómo sería la utilización del método para obtener la magnitud máxima.

El margen situado frente a las costas de Chile se caracteriza por ser uno de los más activos, tanto desde el punto de vista sísmico como tectónico. Es sin duda un margen típico de convergencia, que se origina por las colisiones de la placa de Nazca con la Sudamericana. La elección de ambas zonas de estudio fue debido a que, para el caso de la zona norte, existe una gran laguna sísmica de 135 años aproximadamente (último gran evento en 1877). Según Chlieh et al. (2004), la región del norte de Chile desde 18°S a 23°S corresponde a la laguna sísmica más importante del mundo. Y según lo que hasta ahora conocemos, se espera un sismo de grandes proporciones en el lugar, y sería interesante obtener una posible magnitud máxima a través del método. Para el caso de la zona centro-sur, el gran terremoto que afectó el 27 de Febrero del 2010 a ese sector, junto con el terremoto del 85, nos ayudarían a calibrar el método propuesto, usando la información de dichos eventos sísmicos, como el largo de la falla que se rompió y el desplazamiento máximo generado, en cada caso.

2.9.1 CARACTERÍSTICAS DE LAS ZONAS

A continuación se presentarán las características de las dos zonas de subducción seleccionadas para el análisis, definiendo algunos parámetros para cada zona como: el ángulo de buzamiento de la placa de Nazca, la profundidad de la falla, la caída de estrés, etc.

A) ÁNGULO DE INCLINACIÓN

La zona de subducción de la placa de Nazca está dividida en cinco segmentos inclinados de longitud variable (Barazangi y Isacks, 1976). Las dos zonas de estudio en Chile se encuentran definidas dentro de estas segmentaciones, de manera que:

- (1) Zona Norte de Chile: En esta zona la placa de Nazca está descendiendo bajo el continente sudamericano con un ángulo de unos 25° a 30° . Para el desarrollo del trabajo se utilizarán 27° .
- (2) Zona Centro-Sur de Chile: En este lugar, la zona Beinoff posee un ángulo de inclinación “normal” cercano a 30° .

B) PROFUNDIDAD DE LA FALLA

Según Madariaga (1998) es posible definir las partes sismogénicas por medio de la sismicidad ocurrida en las zonas de estudio. Para esto se utilizó el catálogo internacional NEIC (2013) (ver Anexo B), en el cual se buscaron todos los sismos entre las magnitudes 4 a 10, ocurridos tanto en la zona norte, como en la zona centro-sur de Chile. La figura 2.9-1 y la figura 2.9-2 presentan un perfil de oeste a este, mostrando la sismicidad reportada por el catálogo de NEIC (2013) de las zonas. A través de estas figuras podemos definir:

- (1) Zona Norte de Chile: En este lugar la zona de contacto entre las placas (Interplaca) se encuentra a partir de los 30 km de profundidad hasta cerca de 70 km de profundidad, mientras que la zona de Beinoff se encuentra a partir de los 70 km hasta cerca de 250 km de profundidad.
- (2) Zona Centro-Sur de Chile: En este caso de esta zona, la Interplaca se encuentra entre 10 km hasta unos 60 km de profundidad, mientras que la zona de Beinoff se encuentra entre los 60 y 160 km de profundidad aproximadamente.

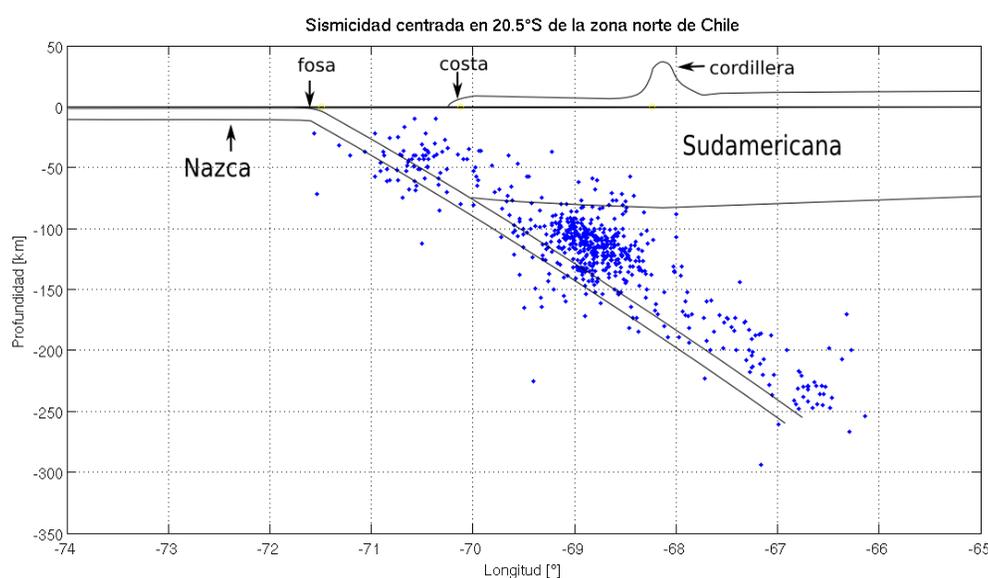


Figura 2.9-1: Perfil de oeste a este, mostrando la sismicidad reportada por el catálogo de NEIC (2013) de la zona Norte de Chile centrada en la latitud 20.5°S (considerando $\pm 0.5^\circ$ de latitud para evitar error).

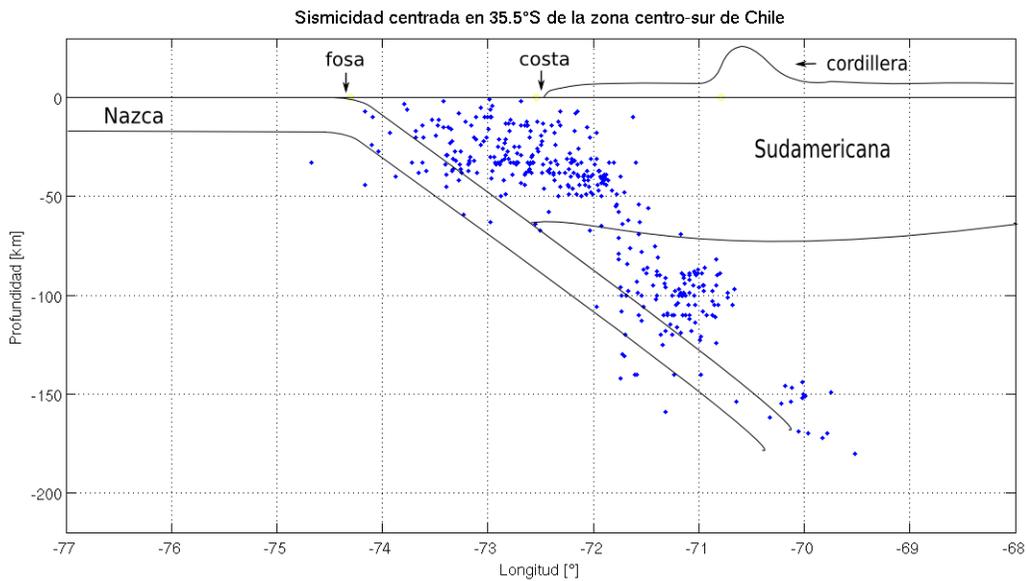


Figura 2.9-2: Perfil de oeste a este, mostrando la sismicidad reportada por el catálogo de NEIC (2013) de la zona Centro-Sur de Chile centrada en la latitud 35.5°S (considerando $\pm 0.5^\circ$ de latitud para evitar error).

Los valores definidos para ambas zonas de estudios concuerdan con los definidos por Madariada (1998).

C) LARGO Y ANCHO DE LA FALLA

El largo, L , y el ancho, W , de una falla se puede calcular a partir de la latitud de la zona que se desplaza, de la profundidad de la falla (definida en la parte B), y del ángulo dip (definido en la parte A), tal que:

$$L = \Delta_{Lat} 111.11, \quad (2.51)$$

y

$$W = \frac{c_{down} - c_{up}}{\sin(\delta)}, \quad (2.52)$$

donde $\Delta_{Lat} = |Lat_{down} - Lat_{up}|$, c_{down} y c_{up} corresponden a las profundidades de la falla en el borde inferior y superior respectivamente, y δ corresponde al ángulo dip de la falla. En este caso, L se define en kilómetros. De esta manera:

- (1) Zona Norte de Chile: Ya que en este estudio se seleccionó la zona norte, que se extiende desde las latitudes 18°S a 23°S, el valor del largo sería: 550 [km] aproximadamente, mientras que el ancho de la falla considerado sería: 88 [km] aproximadamente.
- (2) Zona Centro-Sur de Chile: Según Delouis (2010), la ruptura de la falla que genera el terremoto del 2010, ocurre entre las latitudes 34°S a 38°, lo que significa que el largo de la falla sería de

aproximadamente 440 [km], mientras que el ancho de la falla considerado sería de 100 [km]. Para el caso del terremoto de 1985, Mendoza et al. (1994) mencionan que el plano de la falla del terremoto de Valparaíso de 1985, ocurrió en un largo de 200 km aproximadamente, mientras que el ancho de la falla sería también de 100 [km].

D) DESPLAZAMIENTO DE LA FALLA

El desplazamiento de la falla, U , corresponde a la distancia que se debería desplazar la falla, si es que esta no se encuentra trabada, tal como se explica en las secciones 2.4 y 2.5. Una forma posible para estimar esta cantidad, relaciona el tiempo en que se acumuló la tensión, t , necesario para generar un evento sísmico, y la velocidad relativa, v , con que se mueven las placas, tal que $U = v t$. Para el caso de los terremotos de la zona centro-sur, se utilizará información empírica de los eventos sísmicos, mientras que para la zona norte se propondrá un desplazamiento, de acuerdo al tiempo en que se acumuló la tensión y la velocidad relativa de la placa subductada.

Kelleher et al. (1973) propuso que el estudio de la sismicidad histórica de grandes terremotos puede interpretarse como ciclos sucesivos de carga lenta de la zona de ruptura durante períodos intersísmicos, y la descarga violenta de las tensiones acumuladas en un breve periodo de tiempo (etapa cosísmica), ya sea en uno o varios terremotos. Este proceso es conocido como ciclo sísmico (ver sección 2.5.2). Como la tasa de movimiento entre las placas se conoce y no varía dentro de la escala de tiempo inferior a 1 [Ma], se propone la idea de que los grandes terremotos se repiten regularmente en zonas bien delimitadas, llamadas “Lagunas sísmicas”. Según Madariaga (1998), las lagunas sísmicas corresponden a regiones que no han tenido grandes terremotos desde hacer treinta o más años. Los periodos de recurrencia para terremotos de $M_w = 8$ son relativamente conocidos, pero para los terremotos de $M_w \geq 9$ es muy difícil por la falta de datos empíricos. Por otro lado, tanto la zona norte como la zona centro-sur de Chile, interactúan las placas tectónicas Nazca y Sudamericana, por lo que la velocidad de subducción sería la misma.

De esta manera, se tiene:

- (1) Zona Norte de Chile: Como se puede ver en la figura 2.9-3, en esta zona norte de Chile ocurrió el gran terremoto del 9 de mayo de 1877, de magnitud de momento igual a 9 aproximadamente, según estimaciones obtenidas a partir del tsunami generado (Madariaga, 1998). Debido al desconocimiento de la tasa de ocurrencia de estos grandes terremotos en este lugar, el tiempo que usaremos para estimar la acumulación de tensión en esta zona de estudio será de 135 años, que corresponde a la laguna sísmica en la zona llamada como laguna del Norte. Por otro lado,

según Madariaga (1998), la tasa de convergencia entre las placas de Nazca y Sudamérica es de 10 cm/a. Por lo tanto, para un t de 135 años, y una v de 10 cm/a, existe un déficit de desplazamiento de 14 m entre las placas.

- (2) Zona Centro-Sur de Chile: Para el caso emblemático de 2010, según Barrientos (2010), el desplazamiento máximo generado en el contacto entre las placas de Nazca y Sudamericana, debido a este evento sísmico, alcanzó valores entre 12-14 metros. Para este trabajo se utilizará 13 metros de desplazamiento. Por otro lado, según Mendoza et al. (1994), el slip máximo que generó el evento de 1985 fue de 2.9 metros

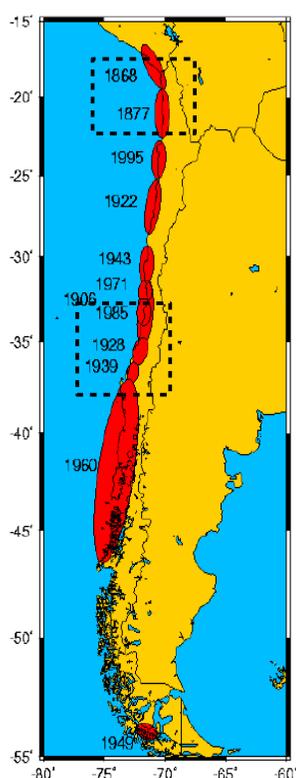


Figura 2.9-3: Áreas de ruptura de los mayores terremotos chilenos. Cada zona elipsoidal define de manera aproximada el área de ruptura estimada para cada uno de estos eventos sísmicos. Las áreas encerradas por los rectángulos corresponden a las zonas de estudio de este trabajo.

E) VALOR b

Según lo entendido de la sección 2.8.1, no es posible determinar el valor b en forma teórica, por lo tanto, sólo queda estimarlo a través de la historia sísmica y los antecedentes geológicos de un volumen, por medio de la recta que mejor se ajusta a la relación G-R, mediante mínimos cuadrados. Para esto se utilizó la base de datos de NEIC (2013) desde 1980 hasta el 2010, que corresponde a 30 años de datos sísmicos, los cuales describen el ciclo completo de las magnitudes $M_w \leq 6$ (Silva, 2008), mientras que para las magnitudes mayores se determinó su periodo de recurrencia, expresada en la

tabla 2.9-1, utilizando la información de los sismos históricos que han afectado a las zonas de estudio desde 1570, recopilados por el catálogo CERESIS (2013). Para ambos casos se homogeneizaron las magnitudes sísmicas de los catálogos NEIC y CERESIS (descritos en el Anexo B), a la magnitud de momento, con el fin de disminuir el error en la estimación del valor b . El proceso de la homogeneización se explica en el Anexo A.

Según Wiemer y Wyss (1997), existen variaciones significativas del valor b , en un rango entre 0.4 a 2.0, para diferentes regímenes tectónicos. Según Silva (2008), y Araya (2007), el valor b depende de la zona sismogénica utilizada en el estudio. Por lo tanto, debido a que los eventos de mayor magnitud se generan en la zona Interplaca de un sistema de subducción, y como los terremotos seleccionados para el estudio se generan en dicha zona, se estimará el valor b para la zona Interplaca de ambas zonas de estudio (Norte y Centro-Sur de Chile). Según Jorquera (2008), es posible considerar el valor b como un valor constante en el tiempo, por lo tanto, es posible considerar el valor b de la relación G-R, estimado a través de los 30 años de información del catálogo NEIC, y de la proporción a los 30 años de la ventana temporal de los sismos históricos, como característico de las zonas de estudio.

Los resultados se presentan en las figuras 2.9-4 y 2.9-5, donde se muestran los gráficos de la relación G-R para cada zona sismogénica de cada zona de estudio, donde los puntos en azul corresponden a la cantidad de sismos acumulados, N , de magnitud mayor o igual a M_w , generados en la zona Interplaca, el cuadrado azul representa al sismo histórico de la zona de magnitud mayor o igual a 8 de la zona Interplaca, la línea celeste corresponde al ajuste por mínimos cuadrados de dichos puntos, los puntos verdes corresponden a la cantidad de sismos acumulados, N , de magnitud mayor o igual a M_w , generados en la zona Intraplaca, el cuadrado verde representa al sismo histórico de la zona de magnitud mayor o igual a 7 de la zona Intraplaca, y la línea café corresponde al ajuste por mínimos cuadrados de dichos puntos. Es importante considerar que al aplicar mínimos cuadrados estamos suponiendo que la información sísmica está distribuida de manera gaussiana. Entonces se tiene que:

- (1) Zona Norte de Chile: la relación G-R para la zona Interplaca de este lugar, que existen entre los 30 km a 70 km de profundidad (ver sección B), queda definida como:

$$\log_{10}(N) = 6.2 - 0.85 M_w, \quad (2.53)$$

donde el valor b sería aproximadamente 0.85. El error del ajuste lineal se ve en la figura 2.9-4. Y para la zona Intraplaca, que se encuentra entre los 70 km a 250 km de profundidad, la relación G-R sería:

$$\log_{10}(N) = 8.15 - 1.16 M_w, \quad (2.54)$$

donde aproximadamente el valor b sería 1.16, mayor que en la zona Interplaca. El error del ajuste lineal se ve en la figura 2.9-4.

(2) Zona Centro-Sur de Chile: en este caso, la relación G-R para la zona Interplaca, que está definida entre 10 km a 60 km de profundidad, queda como:

$$\log_{10}(N) = 5.89 - 0.83 M_w, \quad (2.55)$$

donde el valor b sería aproximadamente 0.83. El error del ajuste lineal se ve en la figura 2.9-5. Y para la zona Intraplaca, que se encuentra entre los 70 km a 160 km de profundidad, la relación G-R queda definida como:

$$\log_{10}(N) = 6.11 - 0.95 M_w, \quad (2.56)$$

donde aproximadamente el valor b sería 0.95, mayor que en la zona Interplaca. El error del ajuste lineal se ve en la figura 2.9-5

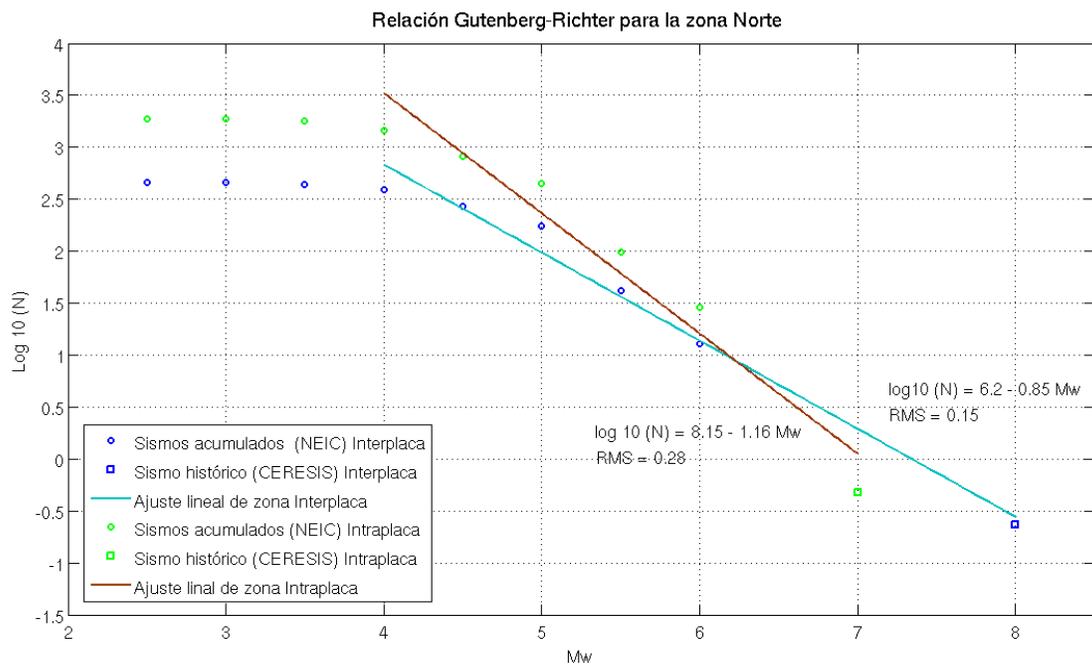


Figura 2.9-4: Relación Gutenberg-Richter de las zonas Interplaca e Intraplaca, de la zona norte de Chile.

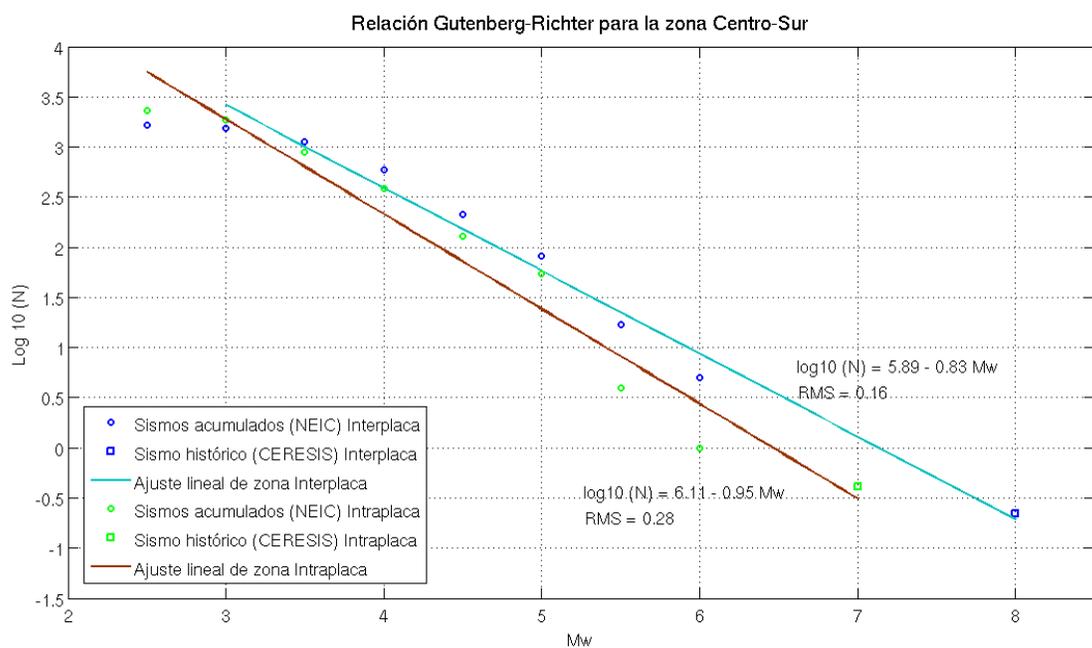


Figura 2.9-5: Relación Gutenberg-Richter de las zonas Interplaca e Intraplaca, de la zona centro-sur de Chile.

Zona	Zona sísmica	M_w	T
Norte	Interplaca	8.0	128
	Intraplaca	7.0	62
Centro-Sur	Interplaca	8.0	134
	Intraplaca	7.0	74

Tabla 2.9-1: Ventanas temporales, T en años, obtenida a través del catálogo CERESIS (2013), en función de los magnitud de momento y la fuente sismogénica, de las diferentes zonas de estudio.

F) MAGNITUD MÍNIMA

La magnitud mínima también puede ser determinada a partir la gráfica de la relación G-R, a partir de una inspección visual del punto donde exista la mayor curvatura de la cantidad acumulativa logarítmica de una magnitud (Felzer, 2006), o en otras palabras, la magnitud mínima corresponderá al punto de la curva G-R donde ésta cambia de pendiente. Por lo tanto, como se ve en las figuras 2.9-4 y 2.9-5, se tiene:

- (1) Zona Norte de Chile: en este caso se considerará una magnitud mínima igual a 4, para ambas zonas sismogénicas.
- (2) Zona Centro-Sur de Chile: para este caso, la magnitud mínima de la zona Interplaca será 3.

G) CAÍDA DE TENSIÓN

Según Kanamori et al. (1975), los terremotos generados en las zonas Interplaca generan una caída de estrés de 30 bars. De esta manera, para ambas zonas de estudio (norte y centro-sur) se considerará 30 bars para la parte Interplaca de ambos lugares.

H) EFICIENCIA SÍSMICA

La eficiencia sísmica es un tema batante discutido por los científicos. Kanamori, et al. (1975), analiza los resultados obtenidos por Wyss y Molnar (1972), quienes siguieron que los valores de la eficiencia sísmica varía desde 1 a 0.005, demostrando que el valor de η sigue teniendo un rango considerable de valores, por lo que aún no hay certeza de un valor concreto estimado.

En este trabajo, el método para obtener la eficiencia sísmica de las zonas, está basado en la ecuación (2.49), de la sección 2.6, la cual expresa la eficiencia sísmica en función del estrés luego de un evento sísmico, σ_1 , y de la caída del estrés $\Delta\sigma$ del evento sísmico. La caída del estrés, para las zonas, es conocida (parte G de sección 2.9), y σ_1 puede ser estimada utilizando el promedio de los estreses principales del tensor de estrés deviatorico ($(\sigma_{D1} + \sigma_{D2} + \sigma_{D3})/3$). La primera parte del método propuesto para estimar la magnitud máxima, definido en la sección 3.1, utiliza el estrés deviatorico interno generado por un falla propuesta, a través del modelo de Okada (1992), para hallar la energía W . Utilizando el mismo modelo, y los resultados de los estreses de la zona estudiada, es posible obtener la tensión antes del evento sísmico, σ_0 , de la zona. Luego, para obtener σ_1 , se utiliza la relación $\sigma_1 = \sigma_0 - \Delta\sigma$, y finalmente se obtiene la eficiencia sísmica usando la ecuación (2.49). La fidelidad de los resultados de la eficiencia sísmica, utilizando el método propuesto, han sido comprobados al calcular la M_{max} del terremoto del 27F y del 85. Los resultados obtenidos de η , para cada caso, se muestran en la sección 3.3.

2.10 METODOLOGÍA DE BELMONTE Y BATAILLE (2010)

Belmonte y Bataille (2010) realizaron un estudio de metodologías para la estimación del riesgo sísmico en términos de la magnitud máxima, que la actividad minera podría inducir dentro de un determinado macizo rocoso, donde se ha aplicado la técnica del Fracturamiento Hidráulico, con el objetivo de pre-acondicionar la roca. Se plantearon 4 metodologías para la estimación de la magnitud máxima, de las cuales una de ellas destaco debido a que los resultados encontrados se acercan considerablemente a los valores de magnitudes máximas reales. A continuación se explicará la metodología elegida para el desarrollo de este trabajo, creada por Belmonte y Bataille(2010).

Lo primero que debemos hacer es definir la magnitud máxima de un evento sísmico. Ward (1997), define M_{max} como la magnitud máxima de un sismo que una falla o segmento de ésta es probable que “sufra”.

Cuando se habla de magnitud se refiere a magnitud de momento M_w (definida en la ecuación (2.32)), que está relacionada con el momento sísmico M_o (ecuación (2.31)). El momento sísmico está relacionado con la energía de deformación liberada en los sismos, W , tal como se ve en (2.38). También, para poder eliminar el esfuerzo circundante de la zona, utilizaron el esfuerzo deviatorico σ_D definido en (2.9).

Ahora, si al medio se le extrae material de volumen V , en un intervalo de tiempo T , entonces el medio entorno a la zona de extracción sufrirá una variación (aumento) de esfuerzos, que se supone debe ser proporcional a la energía elástica acumulada en la zona afectada. Esta energía no es otra que W (la energía de deformación), y se puede expresar como:

$$W = \frac{1}{2} \int_V \sigma_D \cdot \varepsilon dV, \quad (2.57)$$

con ε como la deformación asociada al esfuerzo σ_D (recordar que $\sigma = C \varepsilon$, con C como el tensor de elasticidad, ecuación (2.17)). W también se puede nombrar como la energía de carga del sistema.

Se asume que una vez que un medio que está cargado se activa, queda disponible una cantidad de energía que da paso a una ocurrencia sísmica, siempre y cuando se establezca que el estado de equilibrio se alcanza después de un tiempo T suficientemente largo. Además, un medio que se carga se activará en un lugar e instante que no necesariamente tiene relación con la carga aplicada, sino que con la acumulación de ésta. Se denominará “fuente sísmica” al punto en donde la activación se desarrolla, sobrepasando los límites de resistencia de la falla afectada, establecidos por las propiedades de la roca que la compone. Pero el lugar y el momento en que ocurrirá el evento sísmico son impredecibles (poseen un comportamiento caótico), salvo en términos probabilísticos.

Sin embargo, a pesar que una fuente sísmica se distribuye espacialmente de una manera desconocida y es difícil de predecir, es válido asumir que la acumulación de fuentes sísmicas es gobernada por la ley G-R (ecuación (2.50)). Belmonte y Bataille (2010) proponen que la energía total liberada por la distribución de eventos sísmicos, en una zona y tiempo determinados, se puede estimar como el área bajo la curva de la ley G-R, tal como se ve en la figura 2.10-1, donde la curva de color azul entrecortada corresponde al ajuste que se obtiene al graficar $\log_{10}(N)$ vs M , para un conjunto de datos dentro de un determinado periodo de tiempo. Se puede observar que las bajas magnitudes sísmicas, corresponden a los rangos de magnitudes observables en la minería subterránea. El parámetro a corresponde al intercepto de la curva con el eje de $\log_{10}(N)$, mientras que el parámetro b corresponde a la pendiente de la curva que cae desde un punto caracterizado por una magnitud de corte mínimo, M_{min} (magnitud mínima observada), y cae sobre una magnitud de corte máxima, M_{max} (magnitud máxima observada). Esta magnitud máxima es posible conocer siempre y cuando se conozcan los valores de a y b , que caracterizan un determinado volumen, caracterizado a su vez por la sismicidad observada en un periodo de tiempo dado.

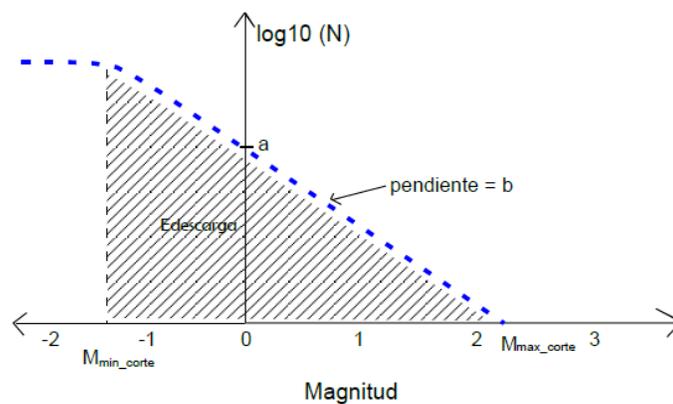


Figura 2.10-1: Gráfica de ley G-R en la que se muestran los diferentes parámetros de los que depende (como a y b).
(Imagen: Belmonte y Bataille, 2010)

Se puede demostrar que los valores de los parámetros constantes son dados por :

$$a = \frac{\log_{10}(N(M_{min}))}{1 - M_{min}/M_{max}}, \quad (2.58)$$

y

$$b = \frac{a}{M_{max}}, \quad (2.59)$$

donde en este caso M_{max} sería la magnitud de corte máxima, tal que:

$$M_{max-corte} = a/b. \quad (2.60)$$

Tal como se comentó en la sección 2.8, es casi imposible poder generar una gráfica de la ley G-R correcta, más todavía si es que no se consta con los registros históricos de la zona. Sin embargo, si

por otros medios se conoce la energía de descarga total disponible en tal volumen, y según lo planteado por la hipótesis, es posible entonces determinar el valor de a , y el valor de la magnitud máxima.

De esta forma, si para un volumen dado se conoce la energía de carga disponible W , y se consigna que esta energía se liberará en forma de energía sísmica obedeciendo la relación (2.45), entonces se puede conocer la energía de descarga sísmica total E , y por lo tanto, para un valor de b , podemos obtener a , y así finalmente el valor de M_{Max} . La clave de la metodología propuesta, está en considerar un periodo de tiempo lo suficientemente largo que logre contener la historia sísmica suficiente como para plantear que la energía E puede ser estimada a través de la energía de carga W .

Por lo tanto, la energía de descarga sísmica total, E , se puede estimar como la integral bajo la curva, limitada por los valores de magnitud de corte máxima y mínima, tal que

$$E = \int_{M_{min}}^{M_{max}} n(M) E_S(M) dM, \quad (2.61)$$

donde $n(M)$ es el número de sismos de magnitud M , $E_S(M)$ es la energía liberada por un sismo de magnitud M , y M_{max} y M_{min} son las magnitudes máxima y mínima, respectivamente, durante el período de tiempo de interés.

Usando la relación (2.44) para estimar la energía E_S y considerando que el momento sísmico, de la ecuación (2.31), se puede escribir como:

$$M_0 = 10^{1.5(M+6.06)}, \quad (2.62)$$

es posible estimar un valor de E a través de la relación (2.61).

Para obtener una representación analítica de la magnitud máxima, a través de este método, primero se debe evaluar en la ecuación (2.50) el $n(M)$ entre las magnitudes M y $M+dM$ (o sea, el $n(M)dM$), y luego expandir el resultado en una Serie de Taylor, obteniendo:

$$\begin{aligned} n(M)dM &= N(M) - N(M+dM) = 10^a 10^{-bM} (1 - 10^{-b dM}) \\ n(M)dM &\approx 10^a 10^{-bM} b dM \ln 10 \end{aligned} \quad (2.63)$$

Si reemplazamos en (2.61) las relaciones (2.44), (2.62) y (2.63), se obtiene:

$$\begin{aligned} E &= \int_{M_{min}}^{M_{max}} 10^a 10^{-bM} b \ln 10 \left(\frac{\Delta\sigma}{2\mu}\right) 10^{1.5(M+6.06)} dM \\ E &= b \frac{\Delta\sigma}{2\mu} 10^{a+9} \int_{M_{min}}^{M_{max}} 10^{\alpha M} \ln 10 dM \end{aligned} \quad (2.64)$$

donde $\alpha = 1.5 - b$.

La integral de la ecuación (2.64) presenta en general tres posibles valores, dependiendo de si $\alpha > 0$, $\alpha = 0$, o bien, $\alpha < 0$, es decir, dependen de $b < 3/2$, $b = 3/2$ y $b > 3/2$. Por lo tanto, usando la relación (2.60), se obtienen las siguientes relaciones para la energía de descarga:

1.- Caso $b < 3/2$:

$$E = b \frac{\Delta \sigma}{2\mu} 10^{b M_{max}} 10^9 \frac{1}{1.5-b} (10^{(1.5-b) M_{max}} - 10^{(1.5-b) M_{min}})$$

$$E = \frac{\Delta \sigma}{2\mu} \frac{b}{1.5-b} 10^9 (10^{1.5 M_{max}} - 10^{b M_{max}} 10^{(1.5-b) M_{min}})$$
(2.65)

2.- Caso $b = 3/2$:

$$E = b \frac{\Delta \sigma}{2\mu} 10^{a+9} \ln(10) (M_{max} - M_{min})$$

$$E = 1.5 \frac{\Delta \sigma}{2\mu} 10^9 10^{1.5 M_{max}} \ln(10) (M_{max} - M_{min})$$
(2.66)

3.- Caso $b > 3/2$:

$$E = b \frac{\Delta \sigma}{2\mu} 10^{a+9} \frac{1}{1.5-b} (10^{(1.5-b) M_{max}} - 10^{(1.5-b) M_{min}})$$

$$E = b \frac{\Delta \sigma}{2\mu} 10^9 10^{1.5 M_{max}} \frac{1}{b-1.5} (10^{(b-1.5)(M_{max} - M_{min})} - 1)$$
(2.67)

Entonces, utilizando todas las suposiciones y la teoría anteriormente descrita, se puede obtener la M_{max} a través de un proceso iterativo, comparando la energía sísmica obtenida a través del cálculo de W , con la energía sísmica total liberada de las ecuaciones (2.65), (2.66) y (2.67). Para esto se deben asumir valores de M_{min} , de η , de b , de μ y de $\Delta \sigma$.

De forma gráfica, este método se puede expresar como el desplazamiento de la curva de la relación G-R, para una zona determinada, que busca un área bajo la curva, o en otras palabras, una energía sísmica de descarga total, igual o lo más cercana, a la energía sísmica obtenida a partir de la energía de carga del sistema. La curva resultante obtenida por este método, define la magnitud máxima y el valor a (Belmonte y Bataille, 2010).

CAPÍTULO 3: METODOLOGÍA

Tal como se ha mencionado en los capítulos anteriores, este trabajo se basa en la metodología propuesta por Belmonte y Bataille (2010), explicada en la sección 2.10, con el fin de extrapolarla para la aplicación de la misma en un ámbito tectónico. El método para la obtención de la magnitud máxima, M_{max} , (definida en el capítulo anterior) se puede dividir en dos partes. La primera parte se trata de obtener la energía de carga de las zonas de estudio, W (definida en la sección 2.7), lo cual se realizará usando lo propuesto por Okada (1992). En la segunda parte se tratará de obtener, por medio de ley G-R, la energía sísmica total liberada en las zonas, basándose en la metodología propuesta por Belmonte y Bataille (2010), y comparar ambos resultados de energía sísmica para calcular finalmente la M_{max} .

Este trabajo se centra en el cálculo de la energía que se libera en la etapa cosísmica del ciclo sísmico en las zonas de estudio seleccionadas, la cual se puede representar por el movimiento de la zona encerrada en verde en la figura 3-1, que corresponde a la zona Interplaca. Sin embargo, también se calculará el efecto que tendría la etapa intersísmica del ciclo sísmico, en las zonas de subducción, representada en la figura 3-1 por el movimiento inverso de las zonas destacadas en rojo, a los resultados de la magnitud máxima de la zona sismogénica interplaca. Además, se realizarán análisis sobre la sensibilidad del modelo con respecto a sus parámetros dependientes.

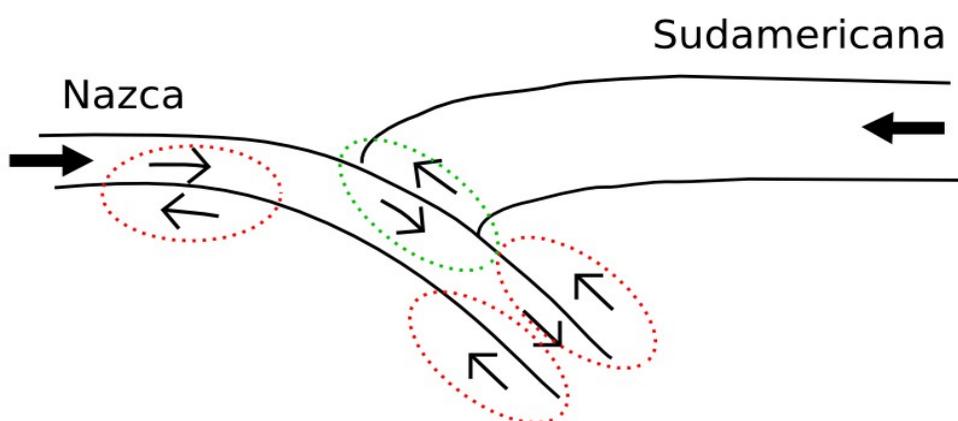


Figura 3-1: Imagen de zona de subducción de Chile, donde se identifican cuatro zonas, donde sus movimientos están relacionados con el ciclo sísmico.

3.1 CÁLCULO DE LA ENERGÍA DE CARGA

Para abordar el modelo de esfuerzos en las zonas de subducción, tema fundamental para este trabajo, se utilizará como base lo descrito por Okada (1992), el cual plantea una serie de expresiones analíticas que presentan las deformaciones internas y sus derivadas, para diferentes tipos de fallas y fuentes, en un semi-espacio. Estas expresiones son útiles para representar campos estáticos asociados a ocurrencias de terremotos y fenómenos volcánicos. Por lo tanto, este modelo puede describir el campo de deformaciones internas en todo el volumen debido a una falla inclinada en un semi-espacio, isotópico y homogéneo. Para este caso, se busca las derivadas de los desplazamientos internos provocados por el movimiento de una falla dip-slip, rectangular y finita, con un largo “ L ”, con un ancho “ W ” (no confundir con la energía que carga el sistema, W), con una profundidad “ c ”, con un ángulo dip “ δ ”, y con el desplazamiento de la placa subducente “ U ” (donde $U = vt$, con v como a velocidad de subducción y t el tiempo considerado para la acumulación de tensión en la zona, en años), tal como se ve en la figura 3.1-1. Si definimos el desplazamiento $U > 0$, entonces se puede calcular la etapa cosísmica del ciclo sísmico, mientras que si definimos el desplazamiento $U < 0$, se puede calcular el desplazamiento de la etapa intersísmica del ciclo sísmico. Las ecuaciones utilizadas en este paso están definidas a continuación en las tablas 3.1-1 a 3.1-4.

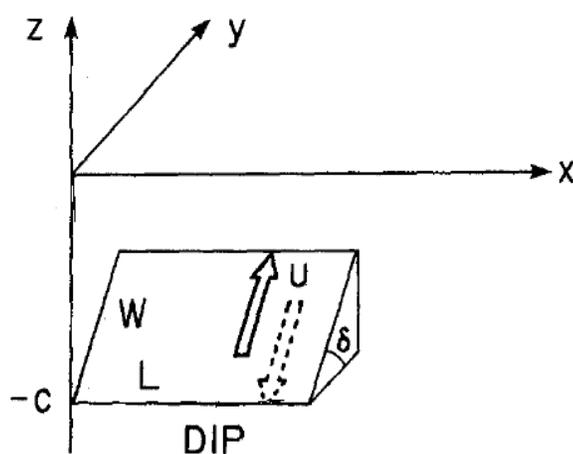


Figura 3.1-1: Geometría de la fuente rectangular a utilizar en el modelo de campos de deformación interna de Okada, y la convención del vector de deslizamiento.

(Imagen: Okada, 1992).

X-Derivadas del campo de desplazamiento interno de una falla dip-slip rectangular finita en un semi-espacio.	
$\frac{\partial u_x}{\partial x}(x, y, z) = \frac{U}{2\pi} [j_1^A - \hat{j}_1^A + j_1^B + z j_1^C]$	(3.1)
$\frac{\partial u_y}{\partial x}(x, y, z) = \frac{U}{2\pi} [(j_2^A - \hat{j}_2^A + j_2^B + z j_2^C) \cos \delta - (j_3^A - \hat{j}_3^A + j_3^B + z j_3^C) \sin \delta]$	(3.2)
$\frac{\partial u_z}{\partial x}(x, y, z) = \frac{U}{2\pi} [(j_2^A - \hat{j}_2^A + j_2^B - z j_2^C) \sin \delta + (j_3^A - \hat{j}_3^A + j_3^B - z j_3^C) \cos \delta]$	(3.3)
Donde se definen las funciones $j_i^{A,B,C}$ y \hat{j}_i^A como:	
$j_i^A = \frac{\partial f_i^A}{\partial x}(\xi, \eta, z) \parallel (*)$	(3.4)
$\hat{j}_i^A = \frac{\partial f_i^A}{\partial x}(\xi, \eta, -z) \parallel (*)$	(3.5)
$j_i^B = \frac{\partial f_i^B}{\partial x}(\xi, \eta, z) \parallel (*)$	(3.6)
$j_i^C = \frac{\partial f_i^C}{\partial x}(\xi, \eta, z) \parallel (*)$	(3.7)
Y las funciones $\partial f_i^A / \partial x$ están definidas como:	
$\frac{\partial f_1^A}{\partial x} = \frac{-\alpha \xi q}{2 R^3}$	(3.8)
$\frac{\partial f_2^A}{\partial x} = \frac{-q}{2} Y_{11} - \frac{\alpha \eta q}{2 R^3}$	(3.9)
$\frac{\partial f_3^A}{\partial x} = \frac{1-\alpha}{2} \frac{1}{R} + \frac{\alpha q^2}{2 R^3}$	(3.10)
Y las funciones $\partial f_i^B / \partial x$ están definidas como	
$\frac{\partial f_1^B}{\partial x} = \frac{\xi q}{R^3} + \frac{1-\alpha}{\alpha} J_4 \sin \delta \cos \delta$	(3.11)
$\frac{\partial f_2^B}{\partial x} = \frac{\eta q}{R^3} + q Y_{11} + \frac{1-\alpha}{\alpha} J_5 \sin \delta \cos \delta$	(3.12)
$\frac{\partial f_3^B}{\partial x} = \frac{-q^2}{R^3} + \frac{1-\alpha}{\alpha} J_6 \sin \delta \cos \delta$	(3.13)
Y las funciones $\partial f_i^C / \partial x$ están definidas como:	
$\frac{\partial f_1^C}{\partial x} = -(1-\alpha) \frac{\xi}{R^3} \cos \delta + \xi q Y_{32} \sin \delta + \alpha \frac{3 \hat{c} \xi q}{R^5}$	(3.14)
$\frac{\partial f_2^C}{\partial x} = -(1-\alpha) \frac{\hat{y}}{R^3} + \alpha \frac{3 \hat{c} \eta q}{R^5}$	(3.15)
$\frac{\partial f_3^C}{\partial x} = \frac{\hat{d}}{R^3} - Y_0 \sin \delta + \alpha \frac{\hat{c}}{R^3} \left[1 - \frac{3q^2}{R^2} \right]$	(3.16)

Tabla 3.1-1: X-Derivadas del campo de desplazamiento interno de una falla dip-slip rectangular finita en un semi-espacio.

(*) Se utiliza la notación de Chinnery denotada por “ || ” y que representa lo siguiente:

$$f(\xi, \eta) \parallel = f(x, p) - f(x, p-W) - f(x-L, p) + f(x-L, p-W)$$

Y-Derivadas del campo de desplazamiento interno para una falla dip-slip rectangular finita en un semi-espacio.	
$\frac{\partial u_x}{\partial y}(x, y, z) = \frac{U}{2\pi} [k_1^A - \hat{k}_1^A + k_1^B + z k_1^C]$	(3.17)
$\frac{\partial u_y}{\partial y}(x, y, z) = \frac{U}{2\pi} [(k_2^A - \hat{k}_2^A + k_2^B + z k_2^C) \cos \delta - (k_3^A - \hat{k}_3^A + k_3^B + z k_3^C) \sin \delta]$	(3.18)
$\frac{\partial u_z}{\partial y}(x, y, z) = \frac{U}{2\pi} [(k_2^A - \hat{k}_2^A + k_2^B - z k_2^C) \sin \delta + (k_3^A - \hat{k}_3^A + k_3^B - z k_3^C) \cos \delta]$	(3.19)
Donde se definen las funciones $k_i^{A,B,C}$ y \hat{k}_i^A como:	
$k_i^A = \frac{\partial f_i^A}{\partial y}(\xi, \eta, z) \parallel (*)$	(3.20)
$\hat{k}_i^A = \frac{\partial f_i^A}{\partial y}(\xi, \eta, -z) \parallel (*)$	(3.21)
$k_i^B = \frac{\partial f_i^B}{\partial y}(\xi, \eta, z) \parallel (*)$	(3.22)
$k_i^C = \frac{\partial f_i^C}{\partial y}(\xi, \eta, z) \parallel (*)$	(2.23)
Y las funciones $\partial f_i^A / \partial y$ están definidas como:	
$\frac{\partial f_1^A}{\partial y} = \frac{\alpha}{2} E$	(3.24)
$\frac{\partial f_2^A}{\partial y} = \frac{1-\alpha}{2} \hat{d} X_{11} + \frac{\xi}{2} Y_{11} \sin \delta + \frac{\alpha}{2} \eta G$	(3.25)
$\frac{\partial f_3^A}{\partial y} = \frac{1-\alpha}{2} \hat{y} X_{11} - \frac{\alpha}{2} q G$	(3.26)
Y las funciones $\partial f_i^B / \partial y$ están definidas como:	
$\frac{\partial f_1^B}{\partial y} = -E + \frac{1-\alpha}{\alpha} J_1 \sin \delta \cos \delta$	(3.27)
$\frac{\partial f_2^B}{\partial y} = -\eta G - \xi Y_{11} \sin \delta + \frac{1-\alpha}{\alpha} J_2 \sin \delta \cos \delta$	(3.28)
$\frac{\partial f_3^B}{\partial y} = q G + \frac{1-\alpha}{\alpha} J_3 \sin \delta \cos \delta$	(3.29)
Y las funciones $\partial f_i^C / \partial y$ están definidas como:	
$\frac{\partial f_1^C}{\partial y} = -(1-\alpha) \frac{\eta}{R^3} + Y_0 \sin^2 \delta - \alpha \left[\frac{\hat{c} + \hat{d}}{R^3} \sin \delta - \frac{3 \hat{c} \hat{y} q}{R^5} \right]$	(3.30)
$\frac{\partial f_2^C}{\partial y} = (1-\alpha) [X_{11} - \hat{y}^2 X_{32}] - \alpha \hat{c} [(\hat{d} + 2q \cos \delta) X_{32} - \hat{y} \eta q X_{53}]$	(3.31)
$\frac{\partial f_3^C}{\partial y} = \xi P \sin \delta + \hat{y} \hat{d} X_{32} + \alpha \hat{c} [(\hat{y} + 2q \sin \delta) X_{32} - \hat{y} q^2 X_{53}]$	(3.32)

Tabla 3.1-2: Y-Derivadas del campo de desplazamiento interno de una falla dip-slip rectangular finita en un semi-espacio.

(*) Se utiliza la notación de Chinnery denotada por “ \parallel ” y que representa lo siguiente:

$$f(\xi, \eta) \parallel = f(x, p) - f(x, p-W) - f(x-L, p) + f(x-L, p-W)$$

Z-Derivadas del campo de desplazamiento interno para una falla dip-slip rectangular finita en un semi-espacio.	
$\frac{\partial u_x}{\partial z}(x, y, z) = \frac{U}{2\pi} [l_1^A - \hat{l}_1^A + l_1^B + z l_1^C]$	(3.33)
$\frac{\partial u_y}{\partial z}(x, y, z) = \frac{U}{2\pi} [(l_2^A - \hat{l}_2^A + l_2^B + z l_2^C) \cos \delta - (l_3^A - \hat{l}_3^A + l_3^B + z l_3^C) \sin \delta]$	(3.34)
$\frac{\partial u_z}{\partial z}(x, y, z) = \frac{U}{2\pi} [(l_2^A - \hat{l}_2^A + l_2^B - z l_2^C) \sin \delta + (l_3^A - \hat{l}_3^A + l_3^B - z l_3^C) \cos \delta]$	(3.35)
Donde se definen las funciones $l_i^{A,B,C}$ y \hat{l}_i^A como:	
$l_i^A = \frac{\partial f_i^A}{\partial z}(\xi, \eta, z) \parallel (*)$	(3.36)
$\hat{l}_i^A = \frac{\partial f_i^A}{\partial z}(\xi, \eta, -z) \parallel (*)$	(3.37)
$l_i^B = \frac{\partial f_i^B}{\partial z}(\xi, \eta, z) \parallel (*)$	(3.38)
$l_i^C = \frac{\partial f_i^C}{\partial z}(\xi, \eta, z) \parallel (*)$	(3.39)
Y las funciones $\partial f_i^A / \partial z$ están definidas como:	
$\frac{\partial f_1^A}{\partial z} = \frac{-\alpha}{2} E'$	(3.40)
$\frac{\partial f_2^A}{\partial z} = \frac{1-\alpha}{2} \hat{y} X_{11} + \frac{\xi}{2} Y_{11} \cos \delta + \frac{\alpha}{2} \eta G'$	(3.41)
$\frac{\partial f_3^A}{\partial z} = \frac{-1-\alpha}{2} \hat{d} X_{11} - \frac{\alpha}{2} q G'$	(3.42)
Y las funciones $\partial f_i^B / \partial z$ están definidas como:	
$\frac{\partial f_1^B}{\partial z} = -E' - \frac{1-\alpha}{\alpha} K_3 \sin \delta \cos \delta$	(3.43)
$\frac{\partial f_2^B}{\partial z} = -\eta G' - \xi Y_{11} \cos \delta - \frac{1-\alpha}{\alpha} \xi D_{11} \sin \delta \cos \delta$	(3.44)
$\frac{\partial f_3^B}{\partial z} = q G' - \frac{1-\alpha}{\alpha} K_4 \sin \delta \cos \delta$	(3.45)
Y las funciones $\partial f_i^C / \partial z$ están definidas como:	
$\frac{\partial f_1^C}{\partial z} = \frac{-q}{R^3} + Y_0 \sin \delta \cos \delta - \alpha \left[\frac{\hat{c} + \hat{d}}{R^3} \cos \delta + \frac{3\hat{c}\hat{d}q}{R^5} \right]$	(3.46)
$\frac{\partial f_2^C}{\partial z} = (1-\alpha) \hat{y} \hat{d} X_{32} - \alpha \hat{c} [(\hat{y} - 2q \sin \delta) X_{32} + \hat{d} \eta q X_{53}]$	(3.47)
$\frac{\partial f_3^C}{\partial z} = -\xi P' \sin \delta + X_{11} - \hat{d}^2 X_{32} - \alpha \hat{c} [(\hat{d} - 2q \cos \delta) X_{32} - \hat{d} q^2 X_{53}]$	(3.48)

Tabla 3.1-3: Z-Derivadas del campo de desplazamiento interno de una falla dip-slip rectangular finita en un semi-espacio.

(*) Se utiliza la notación de Chinnery denotada por “ \parallel ” y que representa lo siguiente:

$$f(\xi, \eta) \parallel = f(x, p) - f(x, p-W) - f(x-L, p) + f(x-L, p-W)$$

Definiciones de parámetros necesarios para el cálculo de las derivadas del campo de desplazamiento interno de una falla dip-slip rectangular finita en un semi-espacio.	
$d = c - z$	$\hat{c} = \hat{d} + z$
$\alpha = (\lambda + \mu) / (\lambda + 2\mu)$	$\hat{y} = \eta \cos(\delta) + q \sin(\delta)$
$p = y \cos(\delta) + d \sin(\delta)$	$\hat{d} = \eta \sin(\delta) - q \cos(\delta)$
$q = y \sin(\delta) - d \cos(\delta)$	$R^2 = \xi^2 + \eta^2 + q^2$
$X_{11} = \frac{1}{R(R + \xi)}$	$X_{32} = \frac{2R + \xi}{R^3(R + \xi)^2}$
$X_{53} = \frac{8R^2 + 9R\xi + 3\xi^2}{R^5(R + \xi)^3}$	$Y_0 = Y_{11} - \xi^2 Y_{32}$
$Y_{11} = \frac{1}{R(R + \eta)}$	$Y_{32} = \frac{2R + \eta}{R^3(R + \eta)^2}$
$J_1 = J_5 \cos \delta - J_6 \sin \delta$	$J_2 = \frac{\xi \hat{y}}{R + \hat{d}} D_{11}$
$J_3 = \frac{1}{\cos \delta} [K_1 - J_2 \sin \delta]$, y si $\cos \delta = 0$ entonces	$J_3 = \frac{-\xi}{(R + \hat{d})^2} [q^2 D_{11} - \frac{1}{2}]$
$J_4 = -\xi Y_{11} - J_2 \cos \delta + J_3 \sin \delta$	$J_5 = -[\hat{d} + \frac{\hat{y}^2}{R + \hat{d}}] D_{11}$
$J_6 = \frac{1}{\cos \delta} [K_3 - J_5 \sin \delta]$, y si $\cos \delta = 0$ entonces	$J_6 = \frac{-\hat{y}}{(R + \hat{d})^2} [\xi^2 D_{11} - \frac{1}{2}]$
$K_1 = \frac{\xi}{\cos \delta} [D_{11} - Y_{11} \sin \delta]$, y si $\cos \delta = 0$ entonces	$K_1 = \frac{\xi q}{R + \hat{d}} D_{11}$
$K_3 = \frac{1}{\cos \delta} [q Y_{11} - \hat{y} D_{11}]$, y si $\cos \delta = 0$ entonces	$K_3 = \frac{\sin \delta}{R + \hat{d}} [\xi^2 D_{11} - 1]$
$K_4 = \xi Y_{11} \cos \delta - K_1 \sin \delta$	
$D_{11} = \frac{1}{R(R + \hat{d})}$	
$E = \frac{\sin \delta}{R} - \frac{\hat{y} q}{R^3}$	$E' = \frac{\cos \delta}{R} - \frac{\hat{d} q}{R^3}$
$G = 2 X_{11} \sin \delta - \hat{y} q X_{32}$	$G' = 2 X_{11} \cos \delta - \hat{d} q X_{32}$
$P = \frac{\cos \delta}{R^3} + q Y_{32} \sin \delta$	$P' = \frac{\sin \delta}{R^3} - q Y_{32} \cos \delta$

Tabla 3.1-3: Definiciones de parámetros necesarios para el cálculo de las derivadas del campo de desplazamiento interno de una falla dip-slip rectangular finita en un semi-espacio.

Este modelo de Okada (1992) funciona muy bien para lo que estamos buscando, pero existen algunas singularidades matemáticas que es importante considerar para un buen desarrollo del modelo. Una de las formas de evitar estas singularidades es evitar calcular o utilizar los resultados que entregan el modelo en esos lugares, aunque también existen otras formas que en este trabajo no se profundizarán (ver paper de Okada, 1992). La figura 3.1-2 muestra donde se originan dichas singularidades, las cuales corresponden a:

- (i) Cuando $q=0$, que ocurre en el plano de la falla y su imagen (si $\sin \delta > 0$, entonces la imagen del plano de falla será en $\sin \delta < 0$, y viceversa).
- (ii) Cuando $\xi=0$, que ocurre en los planos verticales que contienen los bordes que son perpendiculares al strike de la falla.
- (iii) Cuando $R+\xi=0$, que ocurre a lo largo de las líneas que se extienden hasta los bordes que son paralelos al strike de la falla y en $x < 0$.
- (iv) Cuando $R+\eta=0$, que ocurre a lo largo de las líneas que se extienden a los bordes perpendiculares a al strike de la falla y en $p < 0$.

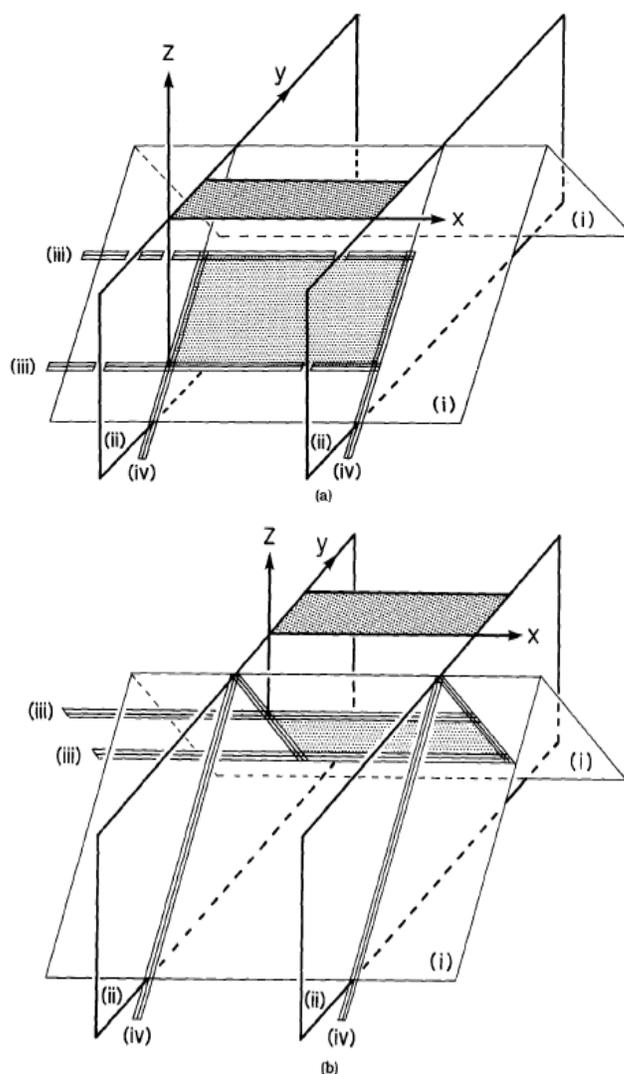


Figura 3.1-2: Imágenes que muestran los lugares donde aparecen las singularidades matemáticas en las expresiones del modelo de Okada (1992), para el campo de deformación debido a una fuente rectangular finita. Las partes sombreadas muestran el plano de falla y su proyección sobre la superficie libre. Las marcas (i) a (iv) corresponden a las singularidades descritas en el texto. La opción (a) es para el caso de $\sin \delta > 0$, mientras que la opción (b) es para caso de $\sin \delta < 0$.

(Imagen: Okada, 1992)

Para calcular las derivadas del campo de desplazamientos internos, producto de una falla dip-slip rectangular finita, definidas anteriormente en las relaciones (3.1), (3.2), (3.3), (3.17), (3.18), (3.19), (3.33), (3.34), y (3.35), se debe definir previamente las variables que describen el sistema de la falla, los cuales son: el largo “ L ”, el ancho “ W ” (no confundir con la energía que carga el sistema), la profundidad “ c ”, el ángulo dip “ δ ” y el desplazamiento de la placa subducente “ U ” (ver figura 3.1-1), además de definir el volumen donde se calculará la energía de deformación. De esta manera se calcula las derivadas del campo de desplazamiento interno en el volumen dividido por varias celdas.

Después de obtener las derivadas, se calcula la deformación interna, ε , que se genera en la zona, utilizando la ecuación (2.13). Luego se obtiene el estrés, σ , a través de (2.19), suponiendo que nuestras zonas se comportan como un sólido, isotrópico, y con una gran falla. Con el estrés se estima el estrés deviatorico, σ_D , definido en (2.9). Finalmente, habiendo calculado todo lo anterior, se estima la energía de deformación interna usando la relación (2.57), como la suma de componentes:

$$W = \frac{1}{2} \int \sigma_{Dij} \varepsilon_{ij} dV, \quad (3.49)$$

donde V es el volumen de la zona de estudio. Luego se suman todos los valores de W de cada celda, para así hallar la energía de carga sísmica del volumen de estudio.

3.2 CÁLCULO DE ENERGÍA SÍSMICA LIBERADA Y OBTENCIÓN DE MAGNITUD MÁXIMA

En esta etapa del trabajo, y tal como se a comentado anteriormente, se calcular la energía sísmica total liberada en una zona de estudio utilizando la metodología planteada por Belmonte y Bataille (2010), descrita anteriormente en la sección (2.10).

Según lo planteado por Belmonte y Bataille (2010), el área bajo la curva de la relación G-R, para una zona y periodo determinado, corresponde a la energía sísmica total liberada, E , definida en la ecuación (2.61). Después de desarrollar dicha relación, se llegó a que en general, existen tres posibles formas para obtener el valor de E , que dependen del valor b , tal que $b < 3/2$, $b = 3/2$ y $b > 3/2$, definiéndose las relaciones (2.65), (2.66) y (2.67).

Para poder obtener la energía sísmica total liberada utilizando las relaciones (2.65), (2.66) y (2.67), es necesario definir antes las variables: caída de estrés, $\Delta\sigma$, el valor b , la magnitud mínima, M_{min} , y la magnitud máxima, M_{max} . Tanto la caída de estrés, como el valor b y la magnitud mínima se pueden estimar de diferentes formas, pero la magnitud máxima es lo que se busca. Por lo tanto, para resolver el problema se realizan iteraciones de M_{max} de tal forma que para cada valor de M_{max} se calcula la energía sísmica total E , que es comparada con la energía sísmica, E_s , la cual es obtenida utilizando la relación (2.45), que vincula la energía de carga W hallada anteriormente por el método de Okada (1992) (explicada en la sección 3.1), y la eficiencia sísmica, η , característica de la zona de estudio. Esta comparación se realiza calculando la razón, R , entre E y E_s , tal que

$$R = \frac{E}{E_s} \quad (3.50)$$

Por lo tanto, todos los valores de M_{max} que hagan que el valor de la razón entre las energías sísmicas se encuentre entre $0.9 < R < 1.1$ se promedian, dando como resultado el valor de M_{max} para la falla estudiada. El valor del parámetro a de la relación G-R, se puede obtener a través de la relación (2.59).

3.3 CÁLCULOS REALIZADOS

En este trabajo se realizaron diversos cálculos de magnitud máxima para diferentes zonas y parámetros. Estos cálculos se centran en la estimación de M_{max} de la etapa cosísmica del ciclo sísmico, representada por el movimiento de la parte sismogénica interplaca de una zona de subducción (ver figura 3-1), debido a que los sismos de mayor magnitud se generan justamente en ese lugar. Sin embargo, también se calcula el efecto que tendría la parte intersísmica del ciclo sísmico, sobre la magnitud hallada en la zona interplaca, y se realiza un análisis sobre la sensibilidad del modelo con respecto a sus parámetros. Los resultados obtenidos se precisan en el capítulo 4: resultados y análisis.

El método utilizado para la estimación de M_{max} , depende de los siguientes parámetros: largo de la falla, L ; ancho de la falla, W (no confundir con la energía que carga el sistema); profundidad superior de la falla, c_{up} ; profundidad inferior de la falla, c_{down} ; ángulo dip, δ ; desplazamiento de la placa subducente, U (que puede depender a su vez del tiempo en que se acumula la tensión, t , y de la velocidad de subducción, v); la eficiencia sísmica, η ; caída de estrés, $\Delta\sigma$; valor b ; magnitud mínima, M_{min} ; y el volumen donde se estima la energía de carga, V (el cual depende de: el valor mínimo del eje x, X_{min} ; el valor máximo del eje x, X_{max} ; el valor mínimo del eje y, Y_{min} ; el valor máximo del eje y, Y_{max} ; el valor mínimo del eje z, Z_{min} ; y el valor máximo de eje z, Z_{max}). Todos los cálculos se realizarán en el software matemático Matlab. Además, para simplificar los cálculos, se trabaja bajo el supuesto que las zonas de estudio se comportan como un medio homogéneo, isotrópico, como un sólido de Poisson ($\lambda = \mu = 3 \times 10^{10} [Pa]$), en el cual sólo existe una gran falla.

3.3.1 CÁLCULO DE LOS SISMOS DE LA ZONA CENTRO-SUR

El objetivo principal de este trabajo es poder comprobar la efectividad del método para la obtención de la magnitud máxima, propuesto por Belmonte y Bataille (2010), en zonas de subducción. Para lograr comprobar la veracidad de los resultados, se estima necesario plantear el método en la zona Centro-Sur de Chile (ver figura 1.3-2), definida anteriormente en sección 1.9, utilizando las características de la falla en la zona, como el ángulo de inclinación o el valor b de la zona, junto con la información proporcionada por los eventos sísmicos del 2010 y 1985, ocurridos en la zona, como el largo de la falla que se desplazó y el desplazamiento máximo, con el propósito de obtener las magnitudes 8.8 y 8.0 de los eventos, respectivamente. Tanto las características de la zona como las características del sismo, necesarias para desarrollar el cálculo de la magnitud máxima a través del método explicado en la sección 3.1 y 3.2, se describen en la sección 2.9 y se resumen en la tabla 4.1-1, junto con los resultados.

3.3.2 CÁLCULO DE LA M_{max} DE LA ZONA NORTE

Para poder cumplir con otro de los objetivos específicos de este trabajo, es necesario estimar la magnitud máxima que se esperaría en la zona norte de Chile, seleccionada a modo de ejemplo para el uso del método. Las características de la zona norte, necesarias para desarrollar el cálculo de la magnitud máxima, se describen en la sección 2.9 y se resumen en la tabla 4.2-1, junto con los resultados.

3.3.3 CÁLCULO DE LA M_{max} DEL PROCESO INTERSÍSMICO

Tal como la parte cosísmica del ciclo sísmico, puede ser interpretado como el movimiento de la parte interplaca de una zona de subducción, la parte intersísmica puede ser interpretada como el movimiento (inverso al movimiento de la parte interplaca) de la parte intraplaca de una zona de subducción, junto con el movimiento (también inverso al movimiento de la parte interplaca) de la parte inferior de la placa subducente entre las profundidades de la zona interplaca e intraplaca, tal como se puede ver en la figura 3-1, en la zona encerrada en rojo.

Este análisis intenta responder: utilizando el método propuesto, ¿cuánto es lo que aportaría la parte inferior de la placa subductada a los resultados de la magnitud máxima de la parte interplaca, si es incluida en los cálculos?, o en otras palabras, ¿cuánto aportaría el ciclo intersísmico a los resultados de la magnitud máxima de la zona interplaca, según el método propuesto?, y a su vez la pregunta: ¿cuánto varían los resultados obtenidos cuando se consideran diferentes volúmenes de evaluación?. Para responder estas interrogantes se utilizan las características de la zona centro-sur, junto con la información del terremoto del 2010, para plantear 4 casos para la estimación de M_{max} . En el primer caso se estima la magnitud del terremoto ocurrido en la zona interplaca, utilizando sólo el movimiento del proceso cosísmico, y evaluado sólo en el volumen que encierra la falla en la zona interplaca, tal como se ve en el caso (a) de la figura 4.3-1. En el segundo caso, se estima la magnitud de la zona donde se genera el terremoto, utilizando sólo el movimiento de la parte intersísmica de ciclo sísmico, y se evalúa en el mismo volumen del caso 1, tal como se puede visualizar en el caso (b) de la figura 4.3-1. En el tercer caso, se estima la magnitud de la zona interplaca utilizando sólo el movimiento de esa misma parte (movimiento cosísmico), pero esta vez se evalúa en el volumen que encierra tanto la falla de la zona interplaca, como la fallas que genera el movimiento de la parte intersísmica, tal como se puede visualizar en el caso (c) de la figura 4.3-1. En el cuarto y último caso, se estima la magnitud de la zona donde se genera el terremoto utilizando sólo el movimiento de la falla de la parte intersísmica de ciclo sísmico, y se evalúa en el mismo volumen del caso 3, tal como se puede visualizar en el caso (d) de la figura 4.3-1. En los cuatro casos, todos los demás parámetros, como el largo de la falla, el

ángulo de subducción o el valor b , permanecen invariantes. Para llevar a cabo los cálculos de la energía de carga, W , del proceso intersísmico, se plantea el método de Okada (1992) para las dos fallas que describen el proceso intersísmico. Para cada una de ellas, se calcula la energía de carga del sistema, la cual es sumada, obteniendo una W total. Luego, la obtención de la magnitud máxima, obtenida por la W total, se calcula tal como se describen en la sección 3.2. Los valores utilizados para cada caso, junto con los resultados, se presentan en la tabla 4.3-1.

3.3.4 CÁLCULO DE LA SENSIBILIDAD DE LOS RESULTADOS, RESPECTO A LOS PARÁMETROS DEL MODELO

La metodología propuesta en este trabajo depende de una serie de parámetros como el largo y ancho de la falla, el valor b característico de la zona de estudio, el ángulo de subducción, etc. Es por eso que se hace necesario realizar un análisis de sensibilidad, utilizando la información del terremoto del 2010, y las características de la zona centro-sur, para saber cuanto influyen en los resultados de la magnitud máxima.

A) CAMBIO DEL VOLUMEN ANÁLIZADO, V :

Este análisis está enfocado a como varía la energía de carga del sistema, y por consecuencia, como varía la magnitud hallada del terremoto de subducción del 2010, cuando cambia el volumen de análisis definido para la primera parte del proceso de obtención de la magnitud máxima (ver sección 3.1). Para esto, se plantean dos enfoques. El primero, cuando se considera sólo área que encierra justo a la falla que se desplazo para el evento del 2010, representada por el volumen encerrado por la línea segmentada roja de la figura 4.4-1. Y el segundo caso, cuando se considera un volumen mayor al caso anterior, representado por el volumen encerrado por la línea segmentada verde de la figura 4.4-1. En la tabla 4.4-1 se expresan los valores de los parámetros utilizados para el análisis de sensibilidad del método propuesto, cuando se cambia el volumen analizado y todos los demás parámetros permanecen constantes, y además se entregan los resultados obtenidos.

B) CAMBIO DE LA PROFUNDIDAD DE LA FALLA, c :

Este análisis está enfocado a como varía la energía de carga del sistema, y por consecuencia, como varía la magnitud del terremoto de subducción del 2010, cuando cambia la profundidad de la

falla definida en la primera parte del proceso de obtención de la magnitud máxima (ver sección 3.1). Para esto se realizan 3 cálculos, donde se estima la magnitud máxima de la zona para diferentes valores de c_{up} y c_{down} , pero con el ancho de la falla constante ($W = cte$), tal como se puede observar en la figura 4.4-2, donde la falla ilustrada por las líneas segmentadas de color rojo, azul y verde, corresponden a una falla misma falla, pero que está cada vez más profunda, respectivamente. En la tabla 4.4-2 se expresan los valores de los parámetros utilizados para el análisis de sensibilidad del método propuesto, cuando se cambia la profundidad de la falla y todos los otros parámetros permanecen constantes, y se muestran los resultados obtenidos.

C) CAMBIO DEL ANCHO DE LA FALLA, W :

Este análisis está enfocado a como varía la energía de carga del sistema, y por consecuencia, como varía la magnitud del terremoto del 27 F, cuando cambia el ancho de la falla, definido en la primera parte del proceso de obtención de la magnitud máxima (ver sección 3.1). Para esto se realizan 6 cálculos en diferentes planteamientos, donde se estima la magnitud máxima, para diferentes valores de W , en diferentes profundidades, y con todos los demás parámetros constantes, tal como se puede observar en la figura 4.4-3, donde la parte (a) se ilustra el primer planteamiento de problema, donde la fallas están con diferentes anchos ($W_1 > W_2 > W_3 > W_4$), pero con una profundidad inferior común ($c_{down} = 50 [km]$), mientras que en la parte (b) se puede apreciar el segundo planteamiento del análisis, donde dos tipos de fallas con diferentes anchos ($W_5 > W_6$) poseen una profundidad superior común ($c_{up} = 0$). Los anchos W_2 y W_3 son iguales a los anchos W_5 y W_6 , respectivamente, pero se diferencian por la profundidad de las fallas. Esto último se realiza para poder eliminar el factor de la profundidad de los resultados del análisis. En la tabla 4.4-3 se expresan los valores de los parámetros utilizados para el análisis de sensibilidad del método propuesto, cuando se cambia el ancho de la falla (y la profundidad) y todos los otros parámetros permanecen constantes, y se entregan los resultados obtenidos.

D) CAMBIO DEL LARGO DE LA FALLA, L :

Este análisis está enfocado a como varía la energía de carga del sistema, y por consecuencia, como varía la magnitud del terremoto de subducción del 2010, cuando cambia el largo de la falla, definido en la primera parte del proceso de obtención de la magnitud máxima (ver sección 3.1). Para esto se realizan 5 cálculos, donde se estima la magnitud máxima, para diferentes valores de L , y con todos los demás parámetros constantes, tal como se puede observar en la figura 4.4-4, donde se ilustran

las fallas con diferentes largos ($L_1 < L_2 < L_3 < L_4 < L_5$), y con todos los demás parámetros constantes. En la tabla 4.4-4 se expresan los valores de los parámetros utilizados para el análisis de sensibilidad del método propuesto, cuando se cambia el largo de la falla, y se entregan los resultados obtenidos.

E) CAMBIO DEL ÁNGULO DE SUBDUCCIÓN, δ :

Este análisis está enfocado a como varía la energía de carga del sistema, y por consecuencia, como varía la magnitud del terremoto del 2010, cuando cambia el ángulo de subducción de la falla, definido en la primera parte del proceso de obtención de la magnitud máxima (ver sección 3.1). Para esto se realizan 9 cálculos de tres planteamientos diferentes, donde se estima la magnitud máxima, para diferentes valores de δ , W , c_{up} y c_{down} , y con todos los demás parámetros constantes, tal como se puede observar en la figura 4.4-5, donde en la parte (a) se ilustra el primer planteamiento, con tres fallas de diferentes ángulos ($\delta_1 < \delta_2 < \delta_3$), diferentes anchos ($W_1 > W_2 > W_3$), y con todos los demás parámetros constantes. En la parte (b) se observa el segundo planteamiento, con 3 fallas de diferentes ángulos ($\delta_1 < \delta_2 < \delta_3$), diferentes profundidades inferiores de la falla ($c_{down 1} > c_{down 2} > c_{down 3}$), y con todos los demás parámetros constantes. Y en la parte (c) se ilustra el tercer planteamiento, con 3 fallas de diferentes ángulos ($\delta_1 < \delta_2 < \delta_3$), diferentes profundidades superiores de la falla ($c_{up 1} < c_{up 2} < c_{up 3}$), y con todos los demás parámetros constantes. Los tres planteamiento se realizan para poder descartar la influencia de los parámetros W , c_{up} y c_{down} (que están relacionados a los cambios de δ) a los resultados obtenidos, consiguiendo así sólo el análisis del cambio de δ . En la tabla 4.4-5 se expresan los valores de los parámetros utilizados para el análisis de sensibilidad del método propuesto, cuando se cambia el ángulo de subducción, y además, se expresan los resultados hallados.

F) CAMBIO DEL DESPLAZAMIENTO DE LA FALLA, U :

Este análisis está enfocado a como varía la energía de carga del sistema, y por consecuencia, como varía la magnitud del terremoto de subducción del 2010, cuando cambia la cantidad de desplazamiento de la falla, definido en la primera parte del proceso de obtención de la magnitud máxima (ver sección 3.1). Para esto se realizan 4 casos, en los que cada vez U va aumentando. En la tabla 4.4-6 se expresan los valores de los parámetros utilizados para el análisis de sensibilidad del método propuesto, cuando se cambia el desplazamiento, y se entregan los resultados de la magnitud máxima de los cálculos realizados.

G) CAMBIO DE LA EFICIENCIA SÍSMICA, η :

Este análisis está enfocado a como varía la energía sísmica liberada del sistema de subducción de la zona centro-sur, y por consecuencia, como varía la magnitud máxima del terremoto de subducción del 2010, cuando cambia el valor de la eficiencia sísmica, definida en la segunda parte del proceso de obtención de la magnitud máxima (ver sección 3.2). Para esto se realizan 6 cálculos en los cuales sólo varía el valor de η , y los demás parámetros permanecen constantes. En la tabla 4.4-7 se expresan los valores de los parámetros utilizados para el análisis de sensibilidad del método propuesto, cuando se cambia la eficiencia sísmica, y los resultados obtenidos. Este análisis es útil también para comprobar la eficacia del sencillo método planteado para el cálculo de la eficiencia sísmica en una zona de subducción, propuesto en la parte H de la sección 2.9.

H) CAMBIO DEL VALOR b , b :

Este análisis está enfocado a como varía la energía sísmica liberada en el sistema de subducción de la zona centro-sur, y por consecuencia, como varía la magnitud máxima del terremoto de subducción del 2010, ocurrido en la falla de subducción dentro de la zona centro-sur, cuando cambia el valor b , definido en la segunda parte del proceso de obtención de la magnitud máxima (ver sección 3.2). Para esto se realizan 5 cálculos en los cuales sólo varía el valor b , y los demás parámetros permanecen constantes. En la tabla 4.4-8 se expresan los valores de los parámetros utilizados para el análisis de sensibilidad del método propuesto, cuando se cambia el valor, y los resultados obtenidos de los 5 cálculos realizados.

I) CAMBIO DE LA MAGNITUD MÍNIMA, M_{min} :

Este análisis está enfocado a como cambia la magnitud máxima del terremoto del 2010, cuando varía la magnitud mínima, definida en la segunda parte del proceso de obtención de la magnitud máxima (ver sección 3.2). Para esto se realizan 5 cálculos en los cuales sólo varía el valor de M_{min} . En la tabla 4.4-9 se expresan los valores de los parámetros utilizados para este análisis de sensibilidad, junto con los resultados de las magnitudes máximas obtenidos para los 5 cálculos.

J) CAMBIO EN LA CAÍDA DE TENSIÓN, $\Delta\sigma$:

Este análisis está enfocado a como varía la energía sísmica liberada en el sistema de subducción de la zona centro-sur, y por consecuencia, como varía la magnitud del terremoto del 2010, cuando cambia el valor de la caída de tensión, definido en la segunda parte del proceso de obtención de la magnitud máxima (ver sección 3.2). Para esto se realizan 5 cálculos en los cuales sólo varía el valor de $\Delta\sigma$, y los demás parámetros permanecen constantes. En la tabla 4.4-10 se expresan los valores de los parámetros utilizados para el análisis de sensibilidad del método propuesto, cuando se cambia la caída de tensión, y se exponen los resultados de la magnitud máxima obtenidos para los 5 cálculos realizados.

CAPÍTULO 4: RESULTADOS Y ANÁLISIS

A continuación se presentarán los resultados obtenidos de la magnitud máxima, luego de realizar los cálculos descritos en el capítulo 3.

4.1 RESULTADOS Y ANÁLISIS DE LOS SISMOS DE LA ZONA CENTRO-SUR

Utilizando la información verídica conocida, proporcionada por los terremotos típicos de un proceso de subducción, como fueron el terremoto del 2010 y el del 1985, junto con las características de la falla en la zona donde se produjo el evento, se busca obtener las magnitudes utilizando el método propuesto en este trabajo, y compararlas con el 8.8 y el 8.0 respectivamente, para conocer si las diferencias entre los resultados obtenidos versus los reales. En la tabla 4.4-1 se expresan los valores de los parámetros utilizados, junto con los resultados.

Características de zona centro-sur						
c_{up} [km]	δ [°]	b	$\Delta\sigma$ [bars]	X_{min} [km]	Y_{min} [km]	Z_{min} [km]
-10	30	0.83	30	-40	-30	-80
c_{down} [km]	W [km]	M_{min} [M_w]	η	Y_{max} [km]	Z_{max} [km]	
-60	100	3.0	0.33	134	0	

	Características de los sismos			Resultados	
	L [km]	U [m]	X_{max} [km]	M_{max} real [M_w]	M_{max} método [M_w]
Terremoto 1985	200	2.9	240	8.0	7.86
Terremoto 2010	440	13	480	8.8	8.82

Tabla 4.1-1: Valores de los parámetros utilizados para el análisis del terremoto ocurrido en la zona centro-sur de Chile, y los resultados obtenidos utilizando el método propuesto.

Para el desarrollo de este problema, los valores de los parámetros c_{up} , c_{down} , δ , W , L , U , b , $\Delta\sigma$ y M_{min} , son conocidos, a través de diferentes fuentes o procesos comentados en la sección 2.9. Pero el parámetro η se estimó a partir de una parte de los resultados obtenidos de la energía de carga del sistema, arrojados por el modelo de Okada (1992), tal como se comentó en la parte H de la sección 2.9. Luego de realizar todos los cálculos pertinentes, y siguiendo los pasos de la metodología propuesta por el trabajo (secciones 3.1 y 3.2), se obtuvieron los valores de las magnitudes máximas de los terremotos utilizados para el análisis. Al observar los valores de las magnitudes reales y estimadas por el método, notamos que existe una cercanía entre los valores. Al examinar con mayor detalle el valor de las magnitudes del terremoto del 1985, vemos que existe una diferencia entre 8.0 y 7.9, pero

aún así siguen siendo de magnitudes muy cercanas, mientras que las magnitudes del terremoto del 2010, existe sólo una diferencia, que cuando aproximamos el valor de M_{max} del método, se vuelven iguales. Por lo tanto, a pesar de las diferencias, los valores obtenidos están dentro del orden de los valores reales, implicando que los cálculos, la metodología propuesta, y la forma sugerida para estimar la eficiencia sísmica, parecieran ser correctos.

Las diferencias observables entre las magnitudes obtenidas y reales, del terremoto del 85, podrían deberse a que en la fecha en que ocurrió el terremoto 8.0, según Madariaga (1998), recién comenzaban a desarrollarse las redes locales y la red mundial de ancha banda, útiles para el estudio de los eventos sísmicos, por lo que es posible que la información obtenida del evento, como es el largo de la falla y el desplazamiento, posean errores en su estimación. No como lo que ocurre para el caso del terremoto del 2010, que a esa fecha ya existía una amplia red sísmica de gran sensibilidad. Además no podemos olvidar que este método está basado en una serie de suposiciones que considera al medio ideal, homogéneo, isotópico y con sólo una gran falla que desliza.

4.2 RESULTADO Y ANÁLISIS DE LA M_{max} DE LA ZONA NORTE

Para ejemplificar el uso de este método, se propone obtener la magnitud máxima del evento sísmico que se esperaría en la zona norte de Chile. Las características de la zona norte, necesarias para desarrollar el cálculo de la magnitud máxima a través del método descrito en la sección 3.1 y 3.2, y los resultados obtenidos, se resumen en la tabla 4.2-1. Los parámetros son respecto el sistema de coordenadas de la figura 3.1-1.

Características de zona norte					
c_{up} [km]	L [km]	δ [°]	t [a]	b	$\Delta \sigma$ [bars]
-30	550	27	135	0.85	30
c_{down} [km]	W [km]	v [cm/a]	U [m]	M_{min} [M_w]	η
-70	88	10	14	4.0	0.33
X_{min} [km]	X_{max} [km]	Y_{min} [km]	Y_{max} [km]	Z_{min} [km]	Z_{max} [km]
-40	590	-30	-137	-90	0

Resultado
M_{max} [M_w]
8.76

Tabla 4.2-1: Valores de los parámetros utilizados para la obtención de la magnitud máxima esperada en la zona norte de Chile, y los resultados obtenidos luego de aplicar el método propuesto en este trabajo.

El resultado obtenido de la magnitud máxima del evento sísmico esperado en la zona norte de Chile, alcanza una magnitud de momento 8.8, aproximadamente. Esta magnitud concuerda con los resultados obtenidos de la magnitud de terremoto del 2010, debido a que el desplazamiento utilizado, y las características entre las zonas norte y sur, no varían considerablemente. Según Madariaga (1998), considerando la tasa de convergencia entre las placas de Nazca y Sudamericana, desde 1877 existe un déficit de desplazamiento acumulado considerable entre las placas, que generaría un terremoto de magnitud del orden de 9 en la zona. Resultados de modelos propuestos por Bejar-Pizarro et al. (2010), sugieren que se esperaría un sismo de magnitud de momento aproximada de 8.7, que rompa si bien una parte o completamente de los 500 km de longitud de la brecha sísmica existente en la zona norte. Por lo tanto, el resultado obtenido no se aleja de lo predicho por otros autores.

4.3 RESULTADOS Y ANÁLISIS DE LA M_{max} DEL PROCESO INTERSÍSMICO

Para estimar el aporte que tendría el proceso intersísmico a la energía de carga que genera un evento sísmico en la zona interplaca, se realizaron cuatro cálculos, en los cuales se compara, a la vez, cuanto cambia la magnitud de un sismo si se considera un volumen de análisis diferente, tal como se puede apreciar en la figura 4.3-1. Los datos utilizados para realizar estos cálculos, junto con los resultados obtenidos, se presentan en la tabla 4.3-1.

Datos constantes				
L [km]	U [m]	$\Delta\sigma$ [bars]	M_{min} [M_w]	X_{min} [km]
440	13	30	3.0	-40
δ [°]	η	b	Z_{max} [km]	X_{max} [km]
30	0.33	0.83	0	480

Datos variables						Resultados	
	c_{up} [km]	c_{down} [km]	W [km]	Z_{min} [km]	Y_{max} [km]	Y_{min} [km]	M_{max} [M_w]
Caso 1	-10	-60	100	-60	104	0	8.79
Caso 2	1	-60	240	-60	277	-173	8.77
	2	-10	320				
Caso 3	-10	-60	100	-160	104	-173	8.83
Caso 4	1	-60	240	-160	277	0	9.41
	2	-10	320				

Tabla 4.3-1: Valores de los parámetros utilizados para el análisis intersísmico, junto con los resultados obtenidos. Las dos opciones del caso 2 y caso 4, corresponden a los valores de las dos fallas utilizadas para representar el proceso intersísmico, tal como se ve en la figura 4.3-1.

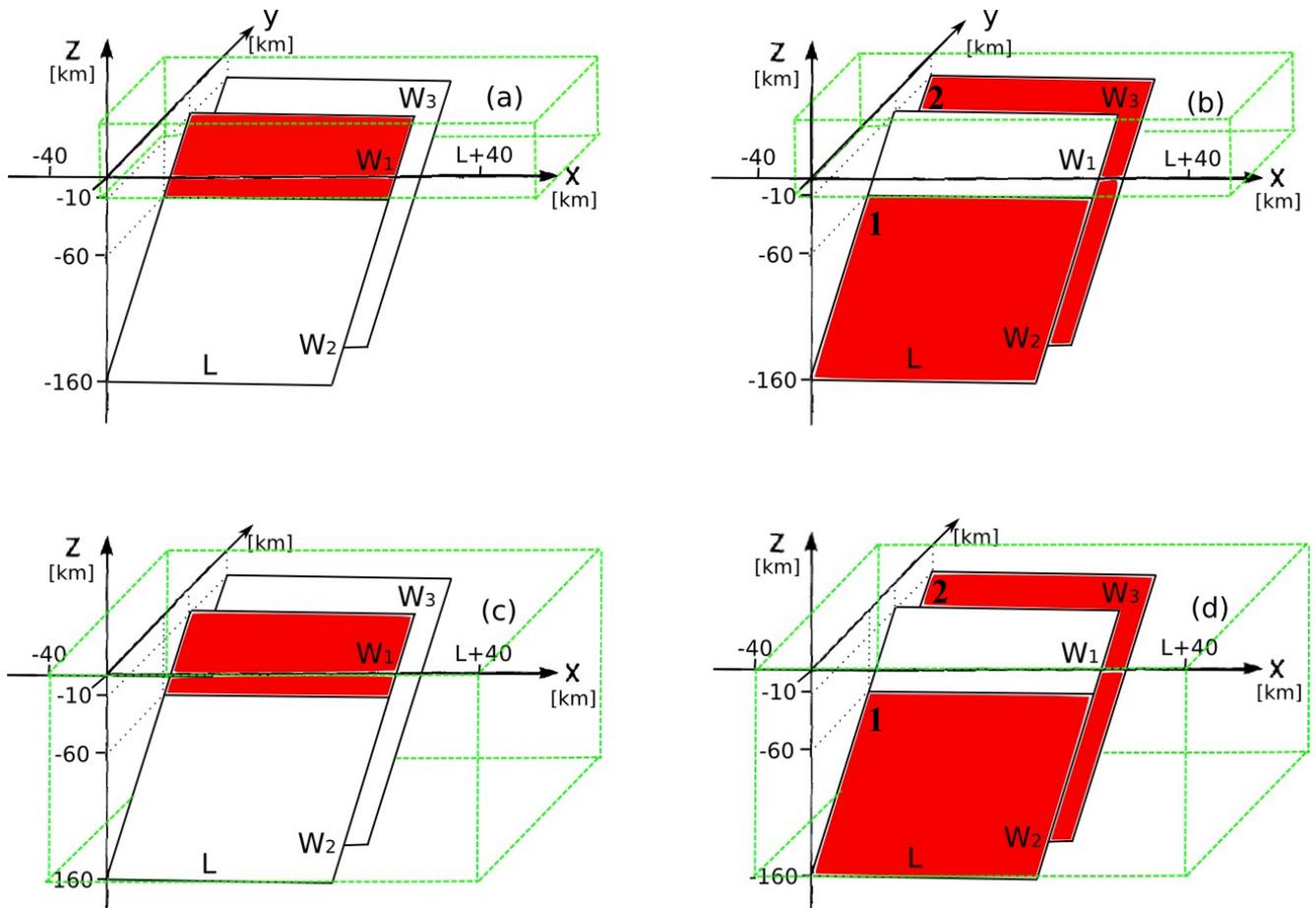


Figura 4.3-1: Ilustración de los cuatro casos utilizados para realizar el análisis de la influencia del proceso intersísmico en los resultados de la magnitud máxima. El caso (a), ilustra cuando sólo se utiliza el movimiento del proceso cosísmico (falla roja) evaluado en el volumen encerrado en verde, para la estimación de la magnitud del terremoto del 2010. El caso (b), ilustra cuando sólo se utiliza el movimiento del proceso intersísmico (fallas rojas) 1 y 2, evaluado en el mismo volumen del caso (a). El caso (c), ilustra otro enfoque para la estimación de la magnitud del terremoto, considerando sólo el efecto del movimiento de la parte interplacas (falla roja), pero evaluado en un volumen mayor encerrado en verde. El caso (d), muestra el enfoque cuando se considera el movimiento de las fallas 1 y 2, que representan el desplazamiento intersísmico, evaluado en el volumen encerrado en verde.

Tres de los cuatro casos planteados en este análisis, presentan magnitudes muy cercanas a la magnitud real del terremoto del 2010. Si aproximamos las magnitudes máximas obtenidas en el caso 1, 2 y 3, obtenemos la magnitud 8.8 en todos los casos. Por el contrario, en el caso 4, la magnitud hallada a través del modelo propuesto, aumenta considerablemente a 9.4. Si observamos con más detalle las diferencias entre los 4 casos, nos percatamos de que tanto en el caso 1, 2 y 3, el volumen de análisis utilizado para la estimación de las magnitudes máximas, encierra una falla con características muy similares, siendo la misma falla para el caso 1 y 3, y la parte superior del segundo plano de falla del proceso intersísmico en el caso 2, lo que podría significar que sin importar el volumen de análisis, con tal de que este contenga la falla, el valor de M_{max} será relativamente el mismo. Por otro lado, para el caso 4, el volumen utilizado para el análisis encierra dos planos de fallas, con anchos considerablemente mayores comparado con los de los otros casos, conllevando a obtener valores de

magnitudes mayores. Además, entre el caso 1, caso 2, y el caso 3, a pesar de que las magnitudes son muy cercanas, se pueden avistar leves diferencias, tal que en el caso 3 la M_{max} es mayor que en el caso 1, lo que implica que al considerar un volumen mayor, la magnitud estimada se calcula con más esfuerzos que hacen que finalmente el resultado de la magnitud aumente. En el caso 2 la M_{max} es menor que en los otros dos casos, observándose una pequeña influencia de considerar una falla mayor. Entonces, respecto a los resultados obtenidos por nuestro método planteado, las deformaciones generadas en el proceso intersísmico no concuerdan con la realidad porque, a pesar que en caso 2 los valores se acercan al 8.8 del terremoto, cuando se aumenta el volumen de análisis, como en el caso 4, los valores de la magnitud aumentan considerablemente a 9.4, y si pensamos lo que ocurre en la realidad, las deformaciones generadas por las placas tectónicas no se limitan a un volumen pequeño como en el caso 2, sino que se extienden en el medio continuo, más parecido al caso 4. Por lo tanto, podemos concluir que la acumulación de estreses en el proceso intersísmico no está relacionada con un evento sísmico generado en la parte interplacas de una zona de subducción, o simplemente, que el modelo utilizado para estimar la influencia de la acumulación de energía de deformación en el proceso intersísmico del ciclo sísmico, no es apropiado para esa zona.

4.4 RESULTADOS Y ANÁLISIS DE LA SENSIBILIDAD DE LA MAGNITUD, RESPECTO A LOS PARÁMETROS DEL MODELO

Para probar la sensibilidad de los resultados obtenidos de la magnitud máxima utilizando la metodología propuesta en este trabajo, se realizaron 7 análisis sobre como influyen cada uno de los parámetros utilizado en el método, sobre el resultado final de la magnitud del terremoto del 2010, utilizando las características de la falla que se encuentra en la zona centro-sur de Chile donde ocurrió dicho evento de subducción. A continuación se presentan los resultados y los análisis para cada parámetro que es necesario definir para la utilización del método.

A) CAMBIO DEL VOLUMEN ANÁLIZADO, V :

El método para obtener la magnitud máxima de una zona, nos permite definir el volumen a analizar. Este análisis servirá para saber cuánto volumen de debe considerar para evaluar la magnitud máxima de una zona, y para saber cuánto varían los valores de M_{max} cuando cambia el volumen de análisis. Para esto, se plantean dos enfoques. En el primer caso se considera sólo el área que encierra exactamente a la falla, y el segundo caso se estima la magnitud máxima en un volumen mayor, que considera tanto la falla como la extensión de ella hasta la fosa. Ambos casos están ilustrados en la

figura 4.4-1, donde la zona encerrada por la línea segmentada roja corresponde al caso 1, mientras que la zona encerrada en verde al caso 2. En la tabla 3.3-4 se expresan los valores de los parámetros utilizados para el análisis de sensibilidad del método propuesto, cuando se cambia el volumen analizado, junto con los resultados obtenidos. Todos los valores son respecto al sistema de referencia impuesto en la figura 3.1-1.

Datos constantes				
c_{up} [km]	L [km]	δ [°]	b	$\Delta\sigma$ [bars]
-10	440	30	0.83	30
c_{down} [km]	W [km]	U [m]	M_{min} [M_w]	η
-60	100	13	3.0	0.33

	Datos variables						Resultados
	X_{min} [km]	X_{max} [km]	Y_{min} [km]	Y_{max} [km]	Z_{max} [km]	Z_{min} [km]	M_{max} [M_w]
Caso 1	0	440	0	87	-10	-60	8.65
Caso 2	-40	480	-30	104	0	-80	8.87

Tabla 4.4-1: Valores de los parámetros utilizados para el análisis de sensibilidad A), respecto al cambio del volumen, $\Delta V = (\Delta X, \Delta Y, \Delta Z)$, y los resultados obtenidos.

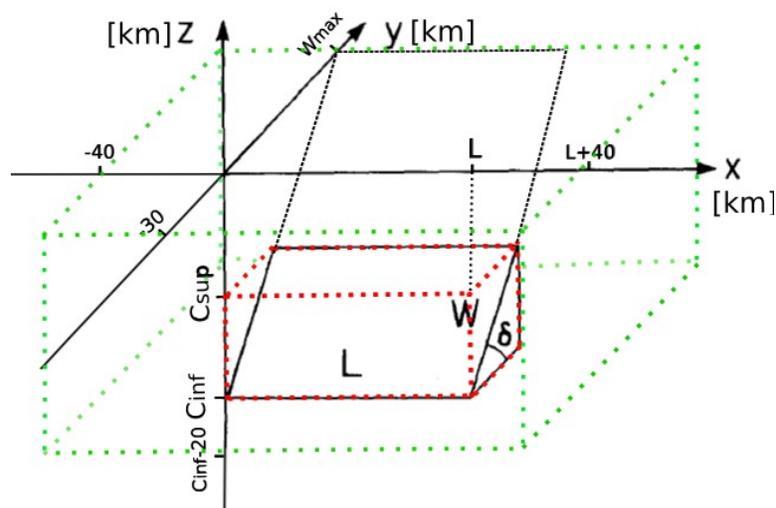


Figura 4.4-1: Ilustración de los dos casos utilizados para realizar el análisis de sensibilidad del método propuesto, respecto al volumen utilizado. El Caso 1, corresponde al volumen encerrado por la línea punteada roja, mientras que el Caso 2, corresponde al volumen encerrado por la línea punteada verde.

Tal como se discutió en la sección 4.3, cuando aumenta el volumen de análisis en donde se estiman las deformaciones, aumenta el valor de la magnitud máxima obtenida. Pero aún así, tal como se ve en los resultados expuestos en la tabla 4.4-1, los ordenes de las magnitudes halladas se mantienen (magnitud aproximada para el caso 1 de 8.7, y magnitud aproximada para el caso 2 de 8.8). Este aumento en la magnitud, según la metodología empleada, puede deberse a que la mayoría de la

deformación se concentra en el volumen que encierra exactamente a la falla, tal como en el caso 1, pero alrededor de esta también se produce la deformación, y a medida que el punto de observación se aleje de la fuente de deformación, los valores de ε se vuelven cada vez menores. Por lo tanto, para obtener resultados más exactos, es conveniente utilizar un volumen mayor que un volumen que encierra exactamente la falla por completo, pero que no se debe exceder mucho más allá, para no sobrestimar la magnitud, aunque, según los resultados, para el caso 1 y caso 2, las magnitudes se mantienen en el mismo orden, por lo que no influye fuertemente en M_{max}

B) CAMBIO DE LA PROFUNDIDAD DE LA FALLA, c :

El método también nos permite escoger las profundidades de la falla, que en este trabajo se definen: la profundidad superior, c_{up} , y la profundidad inferior, c_{down} . La profundidad superior corresponde a la profundidad en que se encuentra el comienzo de la falla, el límite más cercano a la superficie libre (definida en $z=0$), mientras que la profundidad inferior corresponde al límite inferior de la falla, el cual está más alejado de la superficie libre. Este análisis nos responderá la interrogante de cuánto cambia la solución obtenida cuando varía la profundidad de la falla. Para esto se realizan 3 cálculos, ilustrados en la figura 4.4-2. En la tabla 4.4-2 se expresan los valores de los parámetros utilizados para el análisis de sensibilidad del método propuesto, cuando se cambia la profundidad de la falla, junto con los resultados estimados. Todos los valores son respecto al sistema de referencia impuesto en la figura 3.1-1.

Datos constantes						
L [km]	δ [°]	b	$\Delta \sigma$ [bars]	X_{min} [km]	Y_{min} [km]	Z_{min} [km]
440	30	0.8	30	-40	-30	-80
W [km]	U [m]	M_{min} [M_w]	η	X_{max} [km]	Y_{max} [km]	Z_{max} [km]
100	13	3.0	0.33	480	104	0

	Datos variables		Resultados
	c_{up} [km]	c_{down} [km]	M_{max} [M_w]
Caso 1	0	-50	9.21
Caso 2	-10	-60	8.84
Caso 3	-30	-80	8.95

Tabla 4.4-2: Valores de los parámetros utilizados para el análisis de sensibilidad B), respecto al cambio de la profundidad de la falla, $c=(c_{up}, c_{down})$, y los resultados obtenidos.

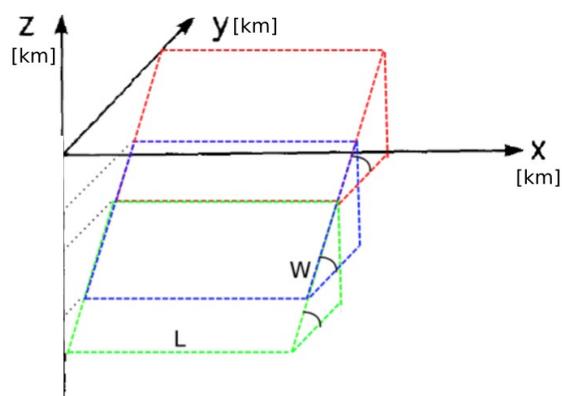


Figura 4.4-2: Ilustración de las fallas utilizadas para la realización del análisis de sensibilidad del método propuesto, respecto a la profundidad de las mismas. Cada color (rojo, azul y verde) indica un caso a analizar.

Cuando se considera el mismo volumen de análisis, y se hacen variar las profundidades superiores e inferiores de una falla definida, se observan valores muy diferentes. Si el caso 2 corresponde al caso más real (datos del terremoto 2010), al aumentar la profundidad de la falla vemos que el valor de la magnitud máxima aumenta de 8.8 a 8.95, mientras que al disminuir la profundidad de la falla, las diferencias entre las magnitudes se hacen incluso mayores, aumentando de 8.8 a 9.2. Estas diferencias considerables entre las magnitudes sigieren que es importante conocer certeramente las profundidades de la falla, para realizar una buena estimación de la magnitud máxima de la zona, ya que estos pequeños errores, generan grandes diferencias en los resultados.

C) CAMBIO DEL ANCHO DE LA FALLA, W :

El ancho de la falla depende de los parámetros c_{up} y c_{down} , por lo tanto, para analizar cuanto varían los resultados de la magnitud obtenidos por el método, se realizan 6 cálculos con diferentes planteamientos. En el primer planteamiento se utilizan diferentes valores de ancho de la falla, junto con diferentes profundidades superiores, y todos los demás parámetros constantes, mientras que en el segundo planteamiento se consideran diferentes valores del ancho de la falla, junto con diferentes valores de la profundidad inferior, tal como se ve en las partes (a) y (b) de la figura 4.4-3, respectivamente. En la tabla 4.4-3 se expresan los valores de los parámetros utilizados para el análisis de sensibilidad del método propuesto, cuando se cambia el ancho de la falla (y las profundidades), junto con los resultados. Los casos que se agrupan en (a) y en (b), corresponden a los casos de los dos diferentes planteamientos realizados para el cálculo, donde (a) corresponde al primer planteamiento, mientras que (b) corresponde al segundo planteamiento. Todos los valores son respecto al sistema de referencia impuesto en la figura 3.1-1.

Datos constantes						
L [km]	U [m]	b	$\Delta \sigma$ [bars]	X_{min} [km]	Y_{min} [km]	Z_{min} [km]
440	13	0.83	30	-40	-30	-70
δ [°]	η	M_{min} [M_w]	X_{max} [km]	Y_{max} [km]	Z_{max} [km]	
30	0.33	3.0	480	104	0	

				Datos variables			Resultados
		W [km]	c_{up} [km]	c_{down} [km]			M_{max} [M_w]
(a)	Caso 1	120	0	-60			9.16
	Caso 2	100	-10	-60			8.83
	Caso 3	60	-30	-60			8.69
	Caso 4	40	-40	-60			8.48
(b)	Caso 5	60	0	-30			9.12
	Caso 6	40	0	-20			9.11

Tabla 4.4-3: Valores de los parámetros utilizados para el análisis de sensibilidad C), respecto al cambio del ancho de la falla, W , y los resultados obtenidos.

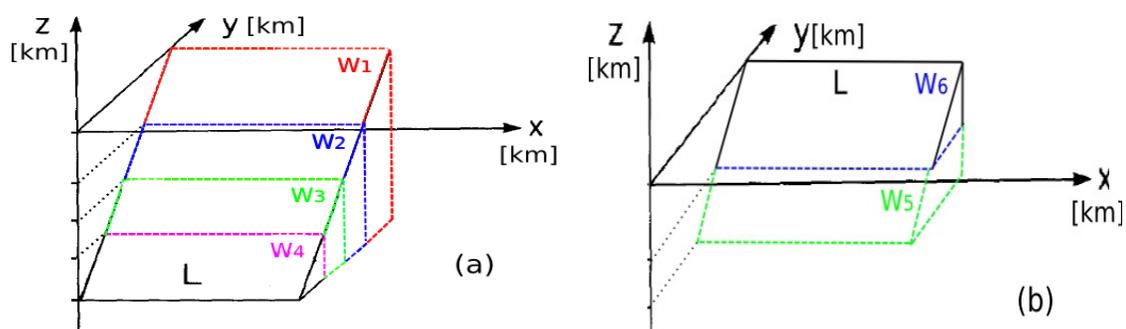


Figura 4.4-3: Ilustración de las fallas utilizadas para la realización del análisis de sensibilidad del método propuesto, respecto al ancho de las mismas. En la parte (a) se ilustra el primer planteamiento del problema, con fallas de anchos $W_1 > W_2 > W_3 > W_4$ que posee una profundidad inferior igual a 50 km; la parte (b) se aprecia el segundo planteamiento, con fallas de anchos $W_5 > W_6$, y con una profundidad superior de 0 km.

Al observar los resultados obtenidos del análisis de sensibilidad C), podemos decir, que a medida que disminuye el ancho de la falla, el valor obtenido de la magnitud máxima disminuye. Además, tal como se comentó en el análisis de sensibilidad de la profundidad de la falla, se puede advertir que en los resultados del enfoque (b) del análisis, en los casos 5 y 6, las magnitudes aumentan considerablemente en comparación con los resultados obtenidos en los casos 3 y 4 del enfoque (a) del análisis, probándose nuevamente la alta sensibilidad del método a los cambios de las profundidades. El aumento de la magnitud máxima, cuando aumenta W , se debe a que cuando aumenta el ancho de la falla, también lo hace el área de ruptura que se desliza, y a mayor área desplazada, mayor deformación, mayor estrés, y finalmente mayor energía sísmica, o en otras palabras, al aumentar el área de ruptura de una falla, con todo lo demás constante, el momento sísmico definido en (2.31) aumenta, generando un

aumento en la magnitud de momento, definida en la ecuación (2.32). Por lo tanto, el ancho de la falla es un parámetro que debe ser bien estimado, para no obtener resultados erróneos de magnitud máxima, siendo sin embargo que la estimación de M_{max} no es tan sensible a los cambios de W .

Por otro lado, al observar los valores estimados de las magnitudes máximas para los casos 1, 5 y 6, nos percatamos que son del orden de 9, al igual que en el caso 1 del análisis de sensibilidad B. Si analizamos estos cuatro casos, nos percatamos que lo que todos tienen en común, y diferente a todas las demás situaciones estudiadas, es que la falla parte (o termina) en la superficie libre, definida en el plano $z=0$. Por lo tanto, y según los resultados obtenidos, este método de estimación de M_{max} funciona de manera incorrecta cuando se estudia una falla con $c_{up}=0$.

D) CAMBIO DEL LARGO DE LA FALLA, L :

Muchos autores comentan que el largo de la falla que se rompe en un evento sísmico, es proporcional de alguna forma en la magnitud del evento. El análisis para estimar que tan sensible son los resultados al cambio del largo de la falla, está planteado en cinco cálculos, para diferentes valores de L , tal como se ilustra en la figura 4.4-4. En la tabla 4.4-4 se expresan los valores de los parámetros utilizados para el análisis de sensibilidad del método propuesto, cuando se cambia el largo de la falla, junto con los resultados para cada caso. Todos los valores son respecto al sistema de referencia impuesto en la figura 3.1-1.

Datos constantes							
c_{up} [km]	δ [°]	U [m]	η	b	X_{min} [km]	Y_{min} [km]	Z_{min} [km]
-10	30	13	0.33	0.83	-40	-30	-80
c_{down} [km]	W [km]	M_{min} [M_w]	$\Delta\sigma$ [bars]	X_{max} [km]	Y_{max} [km]	Z_{max} [km]	
-60	100	3.0	30	880	104	0	

	Datos variables	Resultados
	L [km]	M_{max} [M_w]
Caso 1	140	8.57
Caso 2	240	8.75
Caso 3	440	8.84
Caso 4	640	8.92
Caso 5	840	8.98

Tabla 4.4-4: Valores de los parámetros utilizados para el análisis de sensibilidad D), respecto al cambio del largo de la falla, L , y los resultados obtenidos.

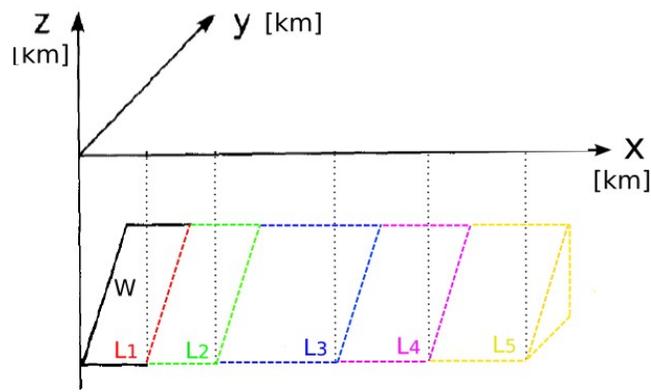


Figura 4.4-4: Ilustración de las fallas utilizadas para la realización del análisis de sensibilidad del método propuesto, respecto al largo de la falla L . Cada falla de color representa un valor de L diferentes, siendo $L_1 < L_2 < L_3 < L_4 < L_5$.

Debido a que el largo de la falla, junto con el ancho de la misma, definen el área desplazada, era de esperar que un aumento en el largo generaría magnitudes máximas mayores, tal como se ve en los resultados de la tabla 4.4-4. A pesar de los diferentes valores de M_{max} , los órdenes para cada caso se mantienen relativamente constantes. Si observamos con más detalles los casos 2 y 3, nos percatamos que para una falla de casi el doble de larga, la energía elástica acumulada, y por ende, la energía sísmica liberada son muy similares, tanto así que generarían un evento sísmico de magnitud aproximada igual a 8.8. Este asunto puede estar relacionado con el tema de las asperezas de una zona de subducción, idea que se discutirá en el capítulo 5. Por lo tanto, podemos concluir que los resultados de M_{max} dependen del valor propuesto para el largo de la falla, por lo que es importante conocer ese dato de manera exacta, a pesar que los valores de M_{max} no cambian de manera significativa ante pequeños cambios de L .

E) CAMBIO DEL ÁNGULO DE SUBDUCCIÓN, δ :

Según Uyeda y Kanamori (1975), existen dos modos de subducción extremos, los cuales son el tipo Chileno, donde el ángulo de buzamiento es cercano a 30° , y el tipo Mariana, donde el ángulo de buzamiento es cercano a 70° . Por lo tanto, entre una zona de subducción y otra, el ángulo dip puede variar considerablemente. Para estimar cuánto varía el resultado de la magnitud del terremoto del 2010, cuando cambia el ángulo de subducción, se realizan 9 cálculos de tres planteamientos diferentes, debido a que los valores de δ , dependen de los parámetros de W , c_{up} y c_{down} . La figura 4.4-5 se muestran los 3 planteamientos del problema. En la tabla 4.4-5 se expresan los valores de los parámetros utilizados para el análisis de sensibilidad del método propuesto, junto con los resultados obtenidos. Todos los valores son respecto al sistema de referencia impuesto en la figura 3.1-1.

Datos constantes					
L [km]	b	$\Delta\sigma$ [bars]	X_{min} [km]	Y_{min} [km]	Z_{min} [km]
440	0.83	30	-40	-30	-80
U [m]	M_{min} [M_w]	η	X_{max} [km]	Y_{max} [km]	Z_{max} [km]
13	3.0	0.33	480	165	0

Datos variables					Resultados	
	δ [°]	W [km]	c_{up} [km]	c_{down} [km]	M_{max} [M_w]	
(a)	Caso 1	20	145	-10	-60	8.88
	Caso 2	30	100	-10	-60	8.80
	Caso 3	50	65	-10	-60	-
(b)	Caso 4	20	100	-10	-44	8.85
	Caso 5	30	100	-10	-60	8.80
	Caso 6	50	100	-10	-67	9.72
(c)	Caso 7	20	100	-43	-77	8.81
	Caso 8	30	100	-27	-77	8.75
	Caso 9	50	100	0	-77	9.84

Tabla 4.4-5: Valores de los parámetros utilizados para el análisis de sensibilidad E), respecto al cambio del ángulo de subducción de la falla, δ , y los resultados obtenidos. El resultado del caso 3 (-) supera el valor límite mayor de magnitud máxima, establecido por el método (9.9).

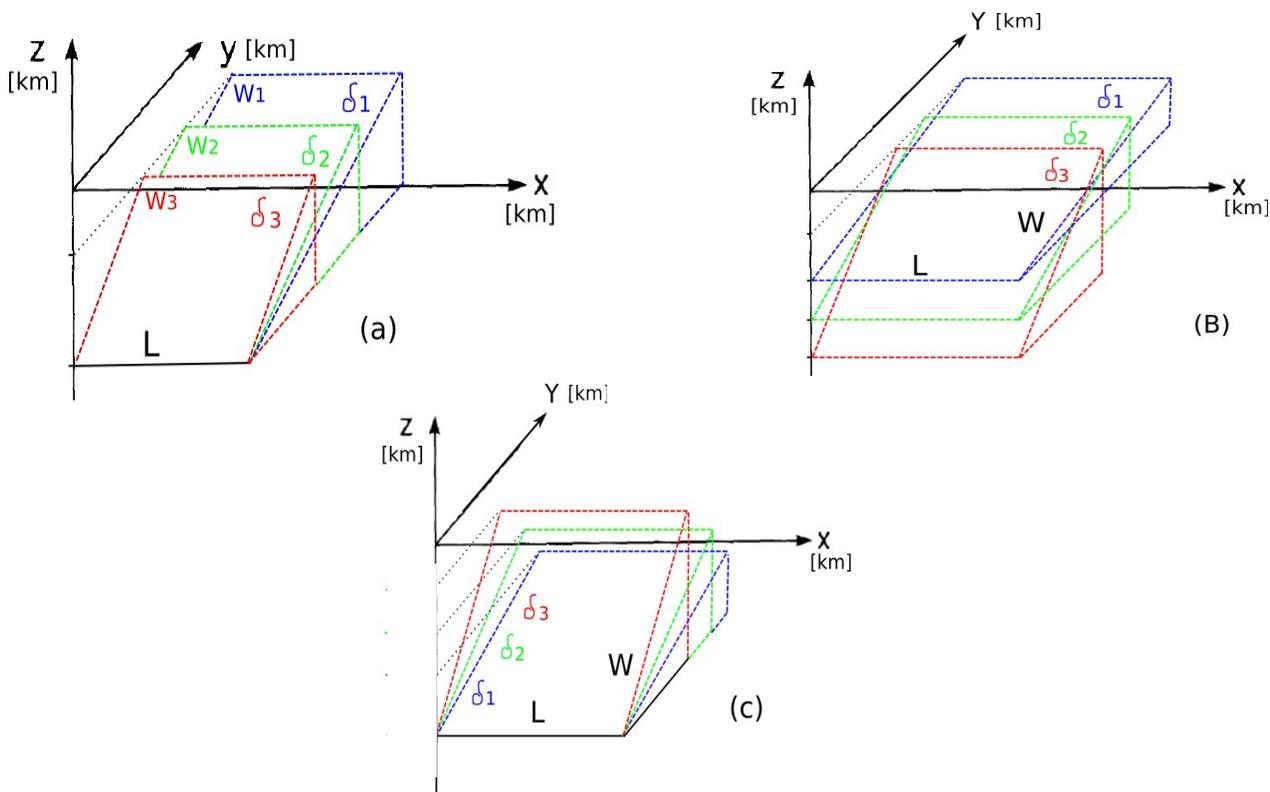


Figura 4.4-5: Ilustración de las fallas utilizadas para la realización del análisis de sensibilidad del método propuesto, respecto al ángulo de la falla δ . En la parte (a) se ilustra el primer planteamiento del problema, con tres fallas con ángulos de subducción diferentes ($\delta_1 < \delta_2 < \delta_3$) y con anchos diferentes ($W_1 > W_2 > W_3$); en la parte (b) se muestra el segundo planteamiento con fallas de diferentes ángulos y diferentes profundidades, al igual que en el planteamiento (c).

Los análisis de los ángulos 20° y 30° (casos 1, 2, 4, 5, 7, y 8) señalan que a medida que aumenta el ángulo dip de una zona de subducción, la magnitud máxima disminuye, pero aún así, para cada cada planteamiento el orden de magnitud se mantiene. Cuando examinamos con más detalle los resultados de los diferentes planteamientos de los caso de los ángulos 20° y 30° , se obtienen las mismas conclusiones definidas en los análisis anteriores: al aumentar W , aumenta M_{max} ; al aumentar la profundidad, cambia M_{max} . Por otro lado, los resultados obtenidos de los análisis del ángulo de 50° (caso 3, 6, y 9), para los diferentes enfoque, son erróneos, debido a que, según lo que hasta ahora se conoce, un ángulo de buzamiento mayor, implica que la placa tectónica que subduce posee menor resistencia al movimiento, en comparación con una placa subduciendo con un ángulo menor, debido a que en este último caso existe un mayor acoplamiento entre las placas, ya que posee una mayor boyantés positiva que la placa con un ángulo mayor, lo que genera mayores acumulamientos de estreses, y por lo tanto, mayores magnitudes en los eventos sísmicos. Por todo esto, no son consecuentes los resultados obtenidos de M_{max} para el caso de la placa de 50° dip, y es posible esto sea debido a que los valores que permanecen constantes, como el desplazamiento o el valor b , no corresponden a los valores que definen las fallas que poseen un ángulo dip cercano a 50° . Entonces, como conclusión podemos decir que, la aplicación de esta metodología está acotada para un cierto rango de ángulos permitidos según las características de la falla, los cuales a medida que aumentan, se obtienen menores magnitudes máximas, aunque es necesario realizar más análisis al respecto.

F) CAMBIO DEL DESPLAZAMIENTO DE LA FALLA, U :

El desplazamiento de una falla, U , en el proceso cosísmico, está relacionado con el desplazamiento máximo que ocurre en la falla luego de un evento sísmico, o también, con todo el desplazamiento que se debería haberse trasladado la falla si es que esta no estuviera trancada. Para estimar cuánto varían los resultados cuando se utilizan diferentes valores del desplazamiento, se realizan 4 cálculos. En la tabla 4.4-6 se expresan los valores de los parámetros utilizados para el análisis de sensibilidad del método propuesto, y los resultados obtenidos. Todos los valores son respecto al sistema de referencia impuesto en la figura 3.1-1.

Datos constantes							
L [km]	c_{up} [km]	δ [°]	b	$\Delta\sigma$ [bars]	X_{min} [km]	Y_{min} [km]	Z_{min} [km]
440	-10	30	0.83	30	-40	-30	-80
W [km]	c_{down} [km]	M_{min} [M_w]	η	X_{max} [km]	Y_{max} [km]	Z_{max} [km]	
100	-60	3.0	0.33	480	104	0	

	Datos variables	Resultados
	U [m]	M_{max} [M_w]
Caso 1	0	0
Caso 2	4	8.16
Caso 3	12	8.84
Caso 4	24	9.20

Tabla 4.4-6: Valores de los parámetros utilizados para el análisis de sensibilidad F), respecto al cambio del desplazamiento de la falla, U , y los resultados obtenidos.

Tal como era de esperar, a medida que aumenta el desplazamiento generado en una falla (o acumulado), mayor magnitud máxima estimada, por lo que el modelo funciona correctamente con respecto a las variaciones de este parámetro. Si observamos el caso 4, la magnitud máxima hallada, utilizando 24 metros, se acerca a la magnitud 9.5 del terremoto de 1960 de Valdivia, el cual generó un desplazamiento aproximado de 20 metros, pero se generó en una falla con un largo mucho mayor. Por lo tanto, al depender los resultados de la cantidad desplazada en la falla, es importante conocer este parámetro de manera exacta, para que de esta manera nos acerquemos a los valores reales de M_{max} , pero este no es un parámetro que a pequeños cambios de su valor, se estimen grandes cambios en el resultado de la magnitud.

G) CAMBIO DE LA EFICIENCIA SÍSMICA, η :

La eficiencia sísmica es un parámetro muy discutido por los científicos. Aún no se obtienen valores definidos para la eficiencia sísmica, por lo que se vuelve importante entender cuánto variarían los resultados obtenidos por el modelo, cuando cambian los valores de la eficiencia. Para esto se realizan 6 cálculos en los cuales sólo varía el valor de η , y los demás parámetros permanecen constantes. En la tabla 4.4-7 se expresan los valores de los parámetros utilizados para el análisis de sensibilidad del método propuesto, junto con los resultados obtenidos. Todos los valores son respecto al sistema de referencia impuesto en la figura 3.1-1.

Datos constantes							
L [km]	c_{up} [km]	δ [°]	b	$\Delta\sigma$ [bars]	X_{min} [km]	Y_{min} [km]	Z_{min} [km]
440	-10	30	0.83	30	-40	-30	-80
W [km]	c_{down} [km]	U [m]	M_{min} [M_w]	X_{max} [km]	Y_{max} [km]	Z_{max} [km]	
100	-60	13	3.0	480	104	0	

	Datos variables	Resultados
	η	M_{max} [M_w]
Caso 1	0	0
Caso 2	0.02	8.03
Caso 3	0.05	8.30
Caso 4	0.1	8.50
Caso 5	0.3	8.81
Caso 6	0.5	8.96

Tabla 4.4-7: Valores de los parámetros utilizados para el análisis de sensibilidad G), respecto al cambio de la eficiencia sísmica de la zona, η , y los resultados de la magnitud máxima obtenidos.

Al observar los valores obtenidos de la magnitud máxima para el análisis de sensibilidad de la eficiencia sísmica, nos percatamos que a medida que aumenta η , el valor de M_{max} también lo hace. Esto concuerda con lo que se expresa en la ecuación (2.45), donde la energía sísmica liberada en un evento sísmico, es proporcional a la energía elástica que carga el sistema, y esta proporcionalidad corresponde al valor de la eficiencia sísmica, tal que, a medida que este valor es mayor, implica que existe un mayor porcentaje de energía de carga elástica que se transforma a energía sísmica liberada, al ocurrir un sismo. Cuando la eficiencia sísmica es cero (Caso 1) implica que no existe transferencia de energía sísmica, o en otras palabras, el terremoto no ocurre, tal como se puede observar en el resultado de ese caso. Este análisis permite notar que las diferencias en los valores de la eficiencia generan un cambio importante en la magnitud resultante, pero al comparar los resultados entre el caso 5 y todos los demás casos planteados, nos percatamos que el uso de una eficiencia de 0.33, obtenida a partir de la forma propuesta en el trabajo (la cual utiliza las deformaciones del medio interno conseguidas de los resultados del método de Okada (1992)), es correcta o se acerca a los valores reales. Además, las pequeñas diferencias del valor otorgado a la eficiencia sísmica no influyen mayormente en los resultados obtenidos de la magnitud máxima.

H) CAMBIO DEL VALOR b , b :

El valor b también es muy comentado en el ambiente científico. Existen diversas formas para obtener el valor b , pero cada una de ellas acarrea errores, generando incertidumbre respecto al

verdadero valor b de una zona específica. Es importante entonces estimar la influencia en los resultados cuando cambian los valores del valor b . Para esto se realizan 5 cálculos. En la tabla 4.4-8 se expresan los valores de los parámetros utilizados para el análisis de sensibilidad del método propuesto, cuando se cambia el valor b , y los resultados obtenidos. Todos los valores son respecto al sistema de referencia impuesto en la figura 3.1-1.

Datos constantes							
L [km]	c_{up} [km]	δ [°]	U [m]	$\Delta \sigma$ [bars]	X_{min} [km]	Y_{min} [km]	Z_{min} [km]
440	-10	30	13	30	-40	-30	-80
W [km]	c_{down} [km]	M_{min} [M_w]	η	X_{max} [km]	Y_{max} [km]	Z_{max} [km]	
100	-60	3.0	0.33	480	104	0	

	Datos variables	Resultados
	b	M_{max} [M_w]
Caso 1	0.5	9.12
Caso 2	0.7	8.95
Caso 3	0.8	8.82
Caso 4	1	8.71
Caso 5	1.2	8.25

Tabla 4.4-8: Valores de los parámetros utilizados para el análisis de sensibilidad H), respecto al cambio del valor b de la zona, b , y los resultados obtenidos.

Cuando se calculan las magnitudes máximas generadas cuando cambia sólo el valor b , obtenemos que, según los resultados expuestos en la tabla 4.4-8, aumentan los valores del valor b utilizado en el método, la magnitud máxima obtenida será cada vez menor. Además, las diferencias entre los valores b utilizados en el caso 2 y 3, corresponde a 0.1, lo cual que genera magnitudes de ordenes diferente de 9.0 y 8.8. Por lo tanto, nuestro método es sensible a los pequeños cambios del valor b .

I) CAMBIO DE LA MAGNITUD MÍNIMA, M_{min} :

La magnitud mínima se obtiene a partir de la relación G-R. Para saber qué tan importante es el valor de la magnitud mínima, en los resultados de la magnitud máxima, se efectúan cinco cálculos en los cuales sólo varía el valor de M_{min} . La tabla 4.4-9 expresa los valores de los parámetros utilizados para este análisis de sensibilidad, junto con los resultados obtenidos de la magnitud máxima. Todos los valores son respecto al sistema de referencia impuesto en la figura 3.1-1.

Datos constantes							
L [km]	c_{up} [km]	δ [°]	U [m]	$\Delta\sigma$ [bars]	X_{min} [km]	Y_{min} [km]	Z_{min} [km]
440	-10	30	13	30	-40	-30	-80
W [km]	c_{down} [km]	b	η	X_{max} [km]	Y_{max} [km]	Z_{max} [km]	
100	-60	0.83	0.33	480	104	0	

	Datos variables	Resultados
	M_{min} [M_w]	M_{max} [M_w]
Caso 1	0	8.8443
Caso 2	2.5	8.8443
Caso 3	3.0	8.8443
Caso 4	3.5	8.8444
Caso 5	4.0	8.8445

Tabla 4.4-9: Valores de los parámetros utilizados para el análisis de sensibilidad I), respecto al cambio del valor de la magnitud mínima de la zona, M_{min} , y los resultados de la magnitud máxima obtenidos.

Para este caso, como se ve en la tabla 4.4-9, los cambios de los valores de las magnitudes mínimas utilizadas no generan grandes variaciones en los valores de las magnitudes máximas. Incluso, para observar los cambios sutiles en los resultados de la magnitud máximas obtenidas, es necesario tener los resultados con cuatro decimales, con lo cual podemos decir que a medida que la magnitud mínima aumenta, los valores de la magnitud máxima aumenta, sutilmente. Por lo tanto, el valor de M_{max} no depende considerablemente del valor de la magnitud mínima utilizado.

J) CAMBIO EN LA CAÍDA DE TENSIÓN, $\Delta\sigma$:

Según Kanamori, et al (1975), el valor de la caída de tensión, para proceso en la parte interplaca e intraplaca varían de 30 a 100 bars, respectivamente. Para estimar cuanto afecta el cambio del valor de la caída de tensión, a los resultados de la magnitud máxima, se realizan 5 cálculos en los cuales sólo varía el valor de $\Delta\sigma$, y los demás parámetros permanecen constantes. En la tabla 4.4-10 se expresan los valores de los parámetros utilizados para el análisis de sensibilidad del método propuesto, junto con los resultados obtenidos. Todos los valores son respecto al sistema de referencia impuesto en la figura 3.1-1.

Datos constantes							
L [km]	c_{up} [km]	δ [°]	U [m]	b	X_{min} [km]	Y_{min} [km]	Z_{min} [km]
440	-10	30	13	0.83	-40	-30	-80
W [km]	c_{down} [km]	M_{min} [M_w]	η	X_{max} [km]	Y_{max} [km]	Z_{max} [km]	
100	-60	3.0	0.33	480	104	0	

	Datos variables	Resultados
	$\Delta \sigma$ [bars]	M_{max} [M_w]
Caso 1	0	0
Caso 2	10	9.16
Caso 3	30	8.84
Caso 4	100	8.50
Caso 5	200	8.30

Tabla 4.4-10: Valores de los parámetros utilizados para el análisis de sensibilidad J), respecto al cambio de la caída de tensión de la zona, $\Delta \sigma$, y los resultados obtenidos.

La caída de tensión representa la cantidad de estrés liberado entre el momento antes del evento sísmico y después. Cuando $\Delta \sigma$ es igual a cero, significa que no ocurre el sismo, ya que el sigma antes y el sigma después son iguales. Dicho suceso concuerda con el resultado de la magnitud máxima obtenida. Tal como se ve en los resultados de la tabla 4.4-10, a medida que aumenta el valor de la caída de tensión, los valores de las magnitudes máximas disminuyen, lo que coincide con la realidad, debido que el aumento en la diferencia entre el estrés antes y después de un sismo, significa que el estrés liberado es cada vez menor al anterior. Por lo tanto, es importante considerar un correcto valor de la caída de tensión para realizar los cálculos de M_{max} , debido a que los resultados obtenidos a través de nuestro método implican que son sensibles a los cambios de $\Delta \sigma$, sin embargo, a mayores valores de la caída de tensión, menos importantes son las diferencias entre los valores utilizados, ya que el método se vuelve cada vez menos sensible respecto a ese parámetro.

CAPÍTULO 5: DISCUSIÓN

La idea de la predicción de los terremotos ha sido un tema en el cual cada vez más investigadores concentran sus esfuerzos. Sin embargo, ya es conocido que los terremotos son procesos estocásticos, donde solo se puede hablar de la probabilidad de ocurrencia de un evento sísmico en una zona, pero no es posible decir con precisión cuando éste ocurrirá ni a que magnitud (Kanamori, 1974). Sin embargo, existen diversos métodos que reducen la incertidumbre. Aquí es donde entra nuestro trabajo, en el cual se propone calcular las magnitudes máximas esperadas en las zonas de subducción, con la novedad de considerar que el área bajo la curva de la relación Gutenberg-Richter es la energía de descarga sísmica total de la zona, en un tiempo determinado.

Del análisis realizado para la obtención de la magnitudes de los sismos de subducción del 1985 y 2010, pudimos comprobar la efectividad de la metodología propuesta. Los resultados de la magnitudes máximas obtenidas, utilizando las características de la falla y de la zona de donde se generaron los terremotos, junto con la información del largo de la falla que se rompió y el desplazamiento máximo ocurrido en el evento, fueron muy satisfactorios, obteniéndose pequeñas diferencias, en la estimación de la magnitud 8.0 del terremoto del 1985. Es posible que dichas diferencias puedan deberse a que esta metodología está construida sobre una serie de suposiciones y caso ideales, que generan una incertidumbre en los resultados. Pero también, las diferencias estimadas pueden deberse a que la dependencia existente de los valores de los parámetros introducidos en los modelos utilizados. Según la literatura, las suposiciones utilizadas como: que las placas se comportan como medios continuos, o que la energía de descarga sísmica es proporcional a la energía que carga el sistema, son cercanas a lo que ocurre en la realidad, entonces, pareciera ser más probable que los valores de los parámetros utilizados están más relacionados a las estimaciones de magnitudes máximas inexactas.

Luego de estudiar los resultados de las magnitudes máximas obtenidas a partir de los análisis de sensibilidad realizados en la sección 4.4, se concluye que los la metodología planteada en este trabajo depende de los valores utilizados para realizar el análisis, destacándose por sobre todos los demás parámetros el valor b . Esto constituye una gran desventaja en la estimación de M_{max} .

La manera propuesta para la estimación del valor b , acarrea una gran cantidad de errores. Para este trabajo, el valor b es obtenido a partir de la pendiente de la recta de la regresión lineal, que mejor se ajusta a la relación Gutenberg-Richter, definida para cada zona estudiada en un tiempo específico, la que es obtenida a su vez del catálogo sísmico NEIC (2013) y de la historia sísmica conseguida por el catálogo CERESIS (2013). El primer problema en la estimación del valor b está relacionada con la cantidad de datos sísmicos con que se cuenta para el análisis. Si el set de datos sísmicos utilizados es

pequeño, entonces se obtendrán valores erróneos del valor b . El segundo problema que podría conllevar a estimaciones erróneas del valor b , está relacionado con las magnitudes inexactas que pudieran existir en los catálogos utilizados, y los errores en los valores de las magnitudes que se producen al realizar el proceso de homogeneización de magnitudes. El tercer problema se relaciona al método empleado para obtener el valor b a partir de la relación G-R de la zona. Con respecto al primer problema de la estimación del parámetro b , según análisis estadístico realizados por Felzer (2006), es posible disminuir considerablemente los errores acarrados por este problema, seleccionando un set de datos sísmicos mayor a 2000. La solución posible para el segundo problema, consiste en considerar otro catálogo sísmico, como el catálogo del ISC (Internacional Seismological Center), que según Araya (2007) es más confiable que el catálogo NEIC, debido a que el ISC recopila toda la información de las redes que reportan y publican datos procesados de los sismos, mientras que la base de datos entregada por el NEIC es publicada inmediatamente después de ocurrido un evento, sin incluir la información que generan estudios posteriores, por lo que se pueden esperar mayores errores en las estimaciones de las magnitudes. Además, la utilización de más datos que posean la magnitud de un sismos, en diferentes escalas, también generarían una mejor estimación de las relaciones lineales de las magnitudes, disminuyendo el error relacionado al proceso de homogeneización propuesto. Y por último, la obtención del valor b utilizando mínimos cuadrados implica la suposición de que cada valor de la relación G-R se distribuye de manera gaussiana, cayendo al error de ponderar de la misma manera los distintos valores de las cantidades de sismos, lo cual es erróneo. Según Felzer (2006), el método de máxima verosimilitud propuesto por Aki (1965), es un método mucho más preciso para calcular el valor b . A pesar de todas estas posibles soluciones, que ayudan a la estimación de un valor b más real, siempre nos veremos limitados por el escaso registro instrumental de los sismos, el cual comenzó recién en el 1900, pero con registros esporádicos, consolidándose ya una red más global y completa desde el 1970 aproximadamente, por lo que sólo se consta como unos 40 – 30 años, dependiendo de la zona, de catálogos completos y homogéneos. Para suplir con la falta de información sísmica, es posible utilizar información histórica para estimar los periodos de ocurrencia de sismos mayores, pero este tipo de estudios es difícil e inexacto porque, por lo que se conoce hasta ahora, los ciclos sísmicos de los eventos enormes (mayores a 8.5) se extiende por cientos de años, y muchas veces no se dispone de observaciones en un mismo lugar de tanto tiempo, y si es que se contara con ella, los errores en las estimaciones son considerables.

La eficiencia sísmica también es un parámetro que influye en los resultados de la magnitud, pero en menor escala que el valor b . Sin embargo, la estimación del valor de la eficiencia sísmica es un importante tema de discusión entre los sismólogos. Kanamori et al. (1975), discuten sobre los resultados obtenidos por Wyss and Molnar (1972), los que estiman que la eficiencia sísmica en terremotos ocurridos en Denver, Colorado, podría variar entre 1.0 a 0.005, por lo tanto, aún existe mucha controversia sobre el valor exacto que podría tomar la eficiencia. El sencillo método utilizado en este trabajo, para la estimación de la eficiencia sísmica, pareciera funcionar correctamente. Cuando se

realiza el cálculo de sensibilidad de la eficiencia sísmica, al utilizar diferentes valores de 0.33, obtenido por el método sencillo, los valores de la magnitud cambian, alejándose del 8.8. A pesar de esto, el valor 0.33 es relativamente alto a los valores encontrados en la literatura, por lo que es un tema a discutir

Con respecto a los otros parámetros, como son el largo y ancho de la falla, la profundidad, el ángulo dip, el desplazamiento, la caída de estrés, no parecieran poseer grandes dificultades en la estimación de sus valores. El valor de la magnitud mínima, que depende de la relación Gutenberg-Richter, al generar sutiles diferencias en el valor la magnitud máxima estimada, tampoco es un gran problema, a pesar de ser estimado a partir de catálogos sísmicos.

Los resultados obtenidos en el análisis de sensibilidad del largo de la falla, indican que para una falla con las mismas características de la falla que produjo en terremoto del 2010, pero con un largo de de 200 [km] aproximadamente, (la mitad de largo que produjo el evento del 27F), se obtiene una magnitud máxima aproxima igual a 8.8. Esto podría estar relacionado con el tema de las asperezas que se encuentran en la mayoría de los planos de fallas en zonas de subducción, que corresponden a áreas fuertemente acopladas de la falla, las que concentran la mayoría del acoplamiento entre el contacto de las placas (Belmonte, 1997). Pero la geometría de las asperezas localizadas en el contacto interplaca, aún con el conocimiento actual, no es posible determinarlas (Quezada et al., 2010). Este tema puede ser estudiado a mayor detalle en otra oportunidad.

Los resultados hallados del análisis de la parte intersísmica del ciclo sísmico, parecieran indicar que el proceso de acumulación de energía no está relacionado con los eventos sísmicos generados en la parte interplaca de una zona de subducción, o simplemente, que el modelo utilizado para estimar la influencia de la acumulación de energía de deformación en el proceso intersísmico del ciclo sísmico, no es apropiado. Suponiendo que efectivamente es el modelo utilizado, o más bien los valores de los parámetros considerados, los que no corresponden a dicho proceso, se calculó nuevamente el caso (d) del análisis 4.3, empleando los mismos valores de parámetros salvo el valor de la eficiencia sísmica, cambiándola de 0.33 a 0.05, un valor más cercano a lo que aparece en la literatura (según McGarr (1999), la eficiencia hallada en los eventos producidos en el laboratorio siempre es cercana a 0.06, mientras que los terremotos tienden a tener eficiencias con valores inferiores a ese valor límite), se obtiene una magnitud máxima de 8.86, muy cercana a la magnitud 8.8 del terremoto del 2010, lo que da para pensar en la posibilidad de que la acumulación de carga del proceso intersísmico si tienen relación con la sismicidad en la zona interplaca, aunque es algo que es necesario profundizar más.

Unas de las cosas importantes a considerar, relacionadas la método propuesto, es que la acumulación de energía de carga se basa bajo la misma hipótesis escondida que la lagunas sísmicas, que según Madariaga (1998) esta hipótesis implica en que los terremotos liberan completamente la energía almacenada en la zona de ruptura, y por lo tanto, una vez ocurrido un gran terremoto se debe

esperar un largo tiempo antes que la zona de ruptura haya sido recargada de energía de deformación y otro gran terremoto se produzca. Esto es similar a considerar que el ciclo sísmico sólo está compuesto por la parte cosísmica e intersísmica, suponiendo que la diferencia entre la energía de carga con la energía de descarga es cero, lo cual es un comportamiento ideal erróneo. Entonces, según la formulación del método propuesto para la estimación de la magnitud máxima, cuando han transcurrido 0 años desde el último terremoto en la zona, en el lugar no existe ninguna variación de esfuerzo. Por esto, es posible que la magnitud hallada en la zona norte de Chile sea mayor, ya que se le podrían sumar esfuerzos que estaban en la zona antes de los 135 años considerados. Este asunto está ligado directamente al modelo elegido para estimar la acumulación de esfuerzos interiores que generaría una falla, el cual corresponde al método propuesto por Okada (1992). Este método, a pesar que se comporta bien respecto a los resultados obtenidos, posee varias consideraciones, entre ellas que se trata de un modelo estático, y que todo el plano de falla se desplaza de manera uniforme. Además, la mayoría de estos parámetros que depende los valores de la magnitud máxima, están relacionados fundamentalmente al método de Okada (1992). Es posible plantear el modelo de cargas del sistema de subducción utilizando lo propuesto por Kanamori et al. (1975), quienes definen, entre otras cosas, la energía de carga por una falla dip slip, a través de parámetros más simples.

CAPÍTULO 6: CONCLUSIONES

En este trabajo se formuló el método propuesto por Belmonte y Bataille (2010) para la estimación del peligro sísmico en términos de la magnitud máxima de las zonas de subducción. Los resultados obtenidos en este trabajo, indican que los valores de magnitudes máximas halladas se acercan a los valores reales, cuando se hacen las comparaciones con las magnitudes de los eventos sísmicos seleccionados (terremotos del 1985 y del 2010), lo cual nos indica que el método formulado es apropiado para nuestros objetivos, pues los resultados obtenidos están dentro de los órdenes de la magnitud. Al aplicar este método a la zona ejemplo del Norte de Chile, la magnitud máxima obtenida coincide con los valores estimados por otros sismólogos. Estos resultados satisfactorios nos permiten afirmar que las hipótesis propuestas al comienzo del documento son válidas o por lo menos, se ajustan a lo que ocurre en un proceso de subducción. Por otro lado, los resultados obtenidos con respecto a la acumulación de estrés en el proceso intersísmico, nos indican que este proceso no está relacionado con un evento sísmico generado en la parte interplacas de una zona de subducción, o simplemente, que el modelo utilizado para estimar la influencia de la acumulación de energía de deformación en el proceso intersísmico del ciclo sísmico, no es apropiado, pero cuando se cambia la eficiencia sísmica (de 0.33, hallada por un método simple explicado en el trabajo, a 0.05, obtenida de la literatura) pareciera ser que el proceso intersísmico podría ser el que genera las deformaciones que generan los grandes eventos sísmicos en la parte interplaca de las zonas de subducción, aunque es algo que se debe comprobar.

A pesar de lo anterior, aún es necesario seguir trabajando en el método, para perfeccionar sus deficiencias, sus limitaciones, e incluir algún análisis estadístico que nos ayuden a obtener el grado de exactitud de los resultados. Entre las limitaciones más grandes de este método, se encuentra la sensibilidad de los resultados a los cambios de los parámetros utilizados, por sobre todo el valor b , que en su estimación ya acarrea gran cantidad de errores, lo que se transmiten a la magnitud máxima. Además, según los análisis realizados, los valores obtenidos para ángulos de subducción cercanos y mayores a 50° , y para fallas con profundidades superiores iguales a 0, los valores de magnitud máxima se ven sobrevalorados. Las suposiciones utilizadas en el método implican que el volumen analizado, es un cuerpo rocoso ideal, elástico, homogéneo e isotrópico, en el cual sólo existe una gran falla, correspondiente a la falla existente entre las placas tectónicas que forman el sistema de subducción (en el caso de Chile, las placas tectónicas serían la placa de Nazca y la Sudamericana), con un desplazamiento igual en todo el plano de falla.

Producto de los resultados auspiciosos obtenidos de las magnitudes máximas estimadas en las zonas de subducción, se propone seguir desarrollando este tema, incluyendo modelo de desplazamiento diferenciado en el plano de falla, información de fallas de menor tamaño, e incluso formulando otros modelos de energía de carga del sistema.

REFERENCIAS

- Aki, K., 1965. *Maximun Likelihood Estimate of b in the Formula $\log N = a - bM$ and its Confidence Limits. Bulletin of the Earthquake Research Institute, Vol. 43, 237-239.*
- Araya, P., 2007. *Catálogo Actualizado de Intensidades Sísmicas para Chile. Memoria para optar al título de ingeniero civil, Universidad de Chile.*
- Barazangi, M. and B. L. Isacks, 1976. *Spacial Distribution of Earthquake and Subduction of Nazca Plate Beneath South America. Geology, Vol. 4, 686-692.*
- Barrientos, S., 2010. *Informe Técnico Actualizado del Terremoto Cauquenes 27 Febrero 2010. Servicio Sismológico, Universidad de Chile*
- Bath, M., 1981. *Earthquake Magnitude-Recent Research and Current Trends. Earth – Science Reviews, Vol. 17, 315-398.*
- Bejar-Pizarro, M., Socquet, A., Carrizo, D., y Armijo, R., 2010. *North Chile Seismic Gap: Situation After the Ocurrrence of Last Subduction Earthquake. AGU Chaoman conference, Valparariso-Viña del Mar.*
- Belmonte, A. y Bataille, K., 2010. *Metodologías para Estimación de Hazard Sísmico Mina El Teniente. Informe para la división El Teniente, Codelco.*
- Belmonte, A., 1997. *Análisis del Contacto Sismogénico Interplaca a lo Largo de Chile. Tesis para optar al grado de Magister en Ciencias mención Geofísica y el Título de Ingeniero Civil. Universidad de Chile.*
- CERESIS: www.ceresis.org, consultada en febrero 2013.
- Chen, Y., Liu, J., Chen, L., Chen, Q. and Chan, S., 1998. *Global Seismic Hazard Assessment Based on Area Source Model and Seismicity Data. Kluwer Academic Publishers, Vol. 17, 251-267.*
- Chlieh, M., Chabalier, J., Ruegg, J., Armijo, R., Dmowska, R., Campos, J., y Feigl, K., 2004. *Crustal Deformation and Fault Slip During the Seismic Cycle in the North Chile Subduction Zone, from GPS and InSAR Observations. Geophysical Journal International, Vol. 158, 695-711.*
- Cornell, C., A., 1968. *Engineering Seismic Risk Analysis. Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 58, 1583-1606.*
- CTM: <http://www.globalcmt.org/CTMsearch.html>, consultado en febrero de 2013.
- Delouis, B., Nocquet, J., y Vallée, M., 2010. *Slip Distribution of the February 27, 2010 MW = 8.8 Maule Earhquake, Central Chile, From Static and High-Rate GPS, InSAR, and Broadband Teleseismic Data. Geophysical Research Letters, Vol.37.*
- Felzer, K., 2006. *Calculating the Gutenberg-Richter b Value. American Geophysical Union Meeting, USGS.*
- Giardini, D., 1999. *The Global Seismic Hazard Assessment Program 1992-1999. Annals of Geophysics, Vol. 42, N. 6, 248.*
- Hanks, T., y Kanamori, H., 1979. *A Moment Magnitude Scale. Journal of Geophysical*

Research, Vol. 84, 2348-2350.

Husseini, M., y Randall, M., 1976. *Rupture Velocity and Radiation Efficiency. Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 66, 1173-1187.*

Jorquera, E., 2008. *Estimación del Peligro Sísmico en la Zona Andina de Chile Central. Memoria para optar al título de ingeniero civil, Universidad de Chile.*

Kanamori, H., 1974. *Earthquake Prediction. Engineering & Science, Vol. 38, 18-21.*

Kanamori, H., y Anderson, Don L., 1975. *Theoretical Basis of Some Empirical Relations in Seismology. Bolletin of the Seismological Society of America, Vol. 65, 1073-1095.*

Kanamori, H., 1977. *The Energy Release in Great Earthquakes. Journal of Geophysical Research, Vol. 82, 2981-2987.*

Kanamori, H., 2001. *Energy Budget of Earthquakes and Seismic Efficiency. Earthquake Thermodynamics and Phase Transformations in the Earth's Interior. Academic Press.*

Kausel, E., Pardo, M., Bannister, J., Barrientos, S., y Alvear, L., 1985. *Datos de Hipocentros e Intensidades, Chile. In Catálogo de Terremotos para América del Sur. Centro Regional de Sismología para America del Sur, Editorial Tarea, p 172.*

Kelleher, J., L. R. Sykes and J. Oliver, 1973. *Possible criteria for predicting earthquake location and their applications to major plate boundaries of he Pacific and Caribbean. Journal of Geophysical Research, Vol. 78, 2547-2585.*

Krinitzsky, E., L., 2003. *How to Combine Deterministic and Probabilistic Methods for Assessing Earthquake Hazards. Engineering Geology, Vol. 70, 157-163.*

Lay, T., y Wallace, T., 1995. *Modern Global Seismology. Academic Press.*

Lowrie, W., 2007. *Fundamentals of Geophysics. Cambridge University Press.*

Madariaga, R., 1998. *Sismicidad de Chile. Física de la Tierra, Vol. 19, 221-258.*

McGarr, A., 1999. *On relating apparent stress to the stress causing earthquake fault slip. Journal of Geophysical Research, Vol. 104, 3003-3011.*

Mendoza C., Hartzell, S., y Monfret, D., 1994. *Wide-Band Analysis of the 3 March 1985 Central Chile Earthquake: Overall Source Process and Rupture History. Seismological Society of America, Vol.84, 269-283.*

NEIC: http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eqarchives/epic/epic_rec.php, consultado en enero de 2013.

Okada, Y., 1992. *Internal Deformation Due to Shear and Tensile Faults in a Half-space. Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 82, 1018-1040.*

Orowan, E., 1960. *Mechanism of Seismic Faulting. Geological Society of America Memoirs, Vol. 79, 323-345.*

Quezada, J., Jaque, E., Belmonte, A., Fernández, A., Vásquez, D., y Martínez, C., 2010. *Movimientos Cosísmicos Verticales y Cambios Goemorfológicos Generados Durante el Terremoto Mw=8.8 del 27 de Febrero de 2010 en el Centro-Sur de Chile. Revista Geográfica del Sur, Vol.2, 11-45.*

- Reiter, L., 1990. *Earthquake Hazard Analysis*. Columbia University Press, N.Y., 154.
- Ruff, L. and Kanamori, H., 1980. *Seismicity and the Subduction Process*. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, Vol. 23, 240-252.
- Ruff, L., 1996. *Large Earthquakes in Subduction Zones: Segment Interaction and Recurrence Times*. *Geophysical Monograph Series*, Vol. 96, 91-104.
- Schubert, G., Turcotte, D., L. and Olson, P., 2001. *Mantle Convection in the Earth and Planets*. Cambridge University Press.
- SEISMO: www.seismo.ethz.ch/static/GSHAP/, consultado en agosto de 2012.
- Seiya, U., y Kanamori, H., 1978. *Back-Arc Opening and the Mode of Subduction*. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 84, 1049-1061.
- Shearer, P., M., 2009. *Introduction to Seismology*. Cambridge University Press.
- Silva, N., 2008. *Caracterización y Determinación del Peligro Sísmico en la Región Metropolitana*. Memoria para optar al título de ingeniero civil, mención estructuras-construcción, Universidad de Chile.
- Silva, N., 2011. *Vulnerabilidad Sísmica Estructural en Viviendas Sociales, y Evaluación Preliminar de Riesgo Sísmico en la Región Metropolitana*. Tesis para optar al grado de Magíster en Ciencias, Mención Geofísica. Universidad de Chile.
- Stein, S. and Wysession, M., 2003. *An Introduction to Seismology. Earthquakes and Earth Structure*. Blackwell Publishing.
- Turcotte, D., L. and Schubert, G., 2002. *Geodynamics*. Cambridge University Press.
- Udías, A., y Mezcua, J., 1986. *Fundamentos de Geofísica*. Primera Edición, UCM. Madrid, 419.
- USGS: earthquake.usgs.gov/earthquakes/world/historical_mag_big.php, consultado en enero de 2013.
- Ward, S., 1997. *More on Mmax*. *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 87, 1199-1208.
- Wiemer, S., y Wyss, M., 1997. *Mapping Spatial Variability of the Frequency-Magnitude Distribution of Earthquake*. *Advances in Geophysics*, Vol. 45, 259-302.
- Wyss, M., y Molnar, P., 1972. *Efficiency, Estress Drop, Apparent Stress, Effective Stress and Frictional Stress of Denver, Colorado, Earthquakes*. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 77, 1433-1438.

ANEXOS

ANEXO A) Homogeneización de las magnitudes sísmicas a la magnitud de momento.

Una manera para disminuir el error del valor b , según Chen et al. (2003), es necesario utilizar las magnitudes de momento M_w de los sismos. Es por eso que, para este trabajo, se homologan las escalas de medición de la magnitud de los eventos sísmicos, debido a que los diferentes catálogos utilizados, para diferentes períodos de tiempo, registran los eventos en diversas escalas. De esta forma, se transformarán las magnitudes M_L , M_S y m_b a la magnitud M_w , la cual corresponde a una escala uniforme y absoluta.

El procedimiento para la transformación de las magnitudes se describe a continuación: Primero se debe recoger de la base de datos de los catálogos a utilizar, en este caso, para este proceso se utilizaron los datos sísmicos del catálogo CTM descrito en el Anexo B, que posee la magnitud sísmica en diferentes escalas, para un mismo evento. La utilización del catálogo CTM es debido a que dicho catálogo utiliza la información del NEIC, por lo tanto, las relaciones lineales obtenidas para las magnitudes del catálogo CTM funcionan bien para las magnitudes del catálogo NEIC. Se agrupan los datos de magnitudes sísmicas en diferentes escalas, se le asignan “pesos” a los sismos de mayor magnitud, y se determina, a través de una regresión lineal (mínimos cuadrados), la relación entre el par de escalas de magnitudes sísmicas, todo esto suponiendo que los sismos se distribuyen de manera gaussiana.

En el primer caso, se usaron un total de 261 eventos sísmicos del catálogo CTM, entre las latitudes 18°S a 23°S y longitudes 74°O a 68°O, a una profundidad entre 30 km a 250 km, entre 1976/1/1 hasta 2013/1/1, calculando la relación entre las magnitudes m_b y M_w , definida como:

$$M_w = 1.299 m_b - 1.445, \quad (\text{A.1})$$

la cual posee un error cuadrático medio (RMS) de 0.257. La figura A-1 presenta este ajuste lineal gráficamente. Y en el segundo caso, la relación entre las magnitudes M_S y M_w , usando un total de 74 sismos del catálogo CTM, queda definida como:

$$M_w = 1.327 M_S - 1.652, \quad (\text{A.2})$$

la cual posee un RMS de 0.4231. La figura A-2 presenta el ajuste lineal gráficamente. Para ambos casos existe un bajo valor en el RMS, lo que implica que la relación lineal entre ambas magnitudes se ajusta bien.

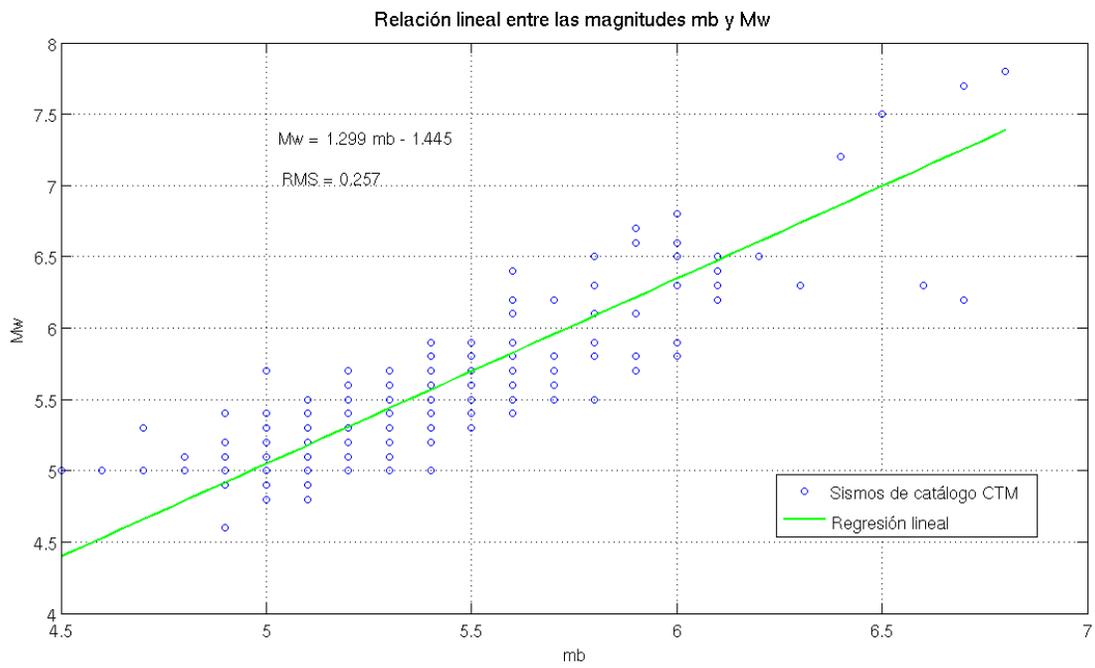


Figura A-1: Gráfico de la relación lineal entre las escalas de magnitud m_b y M_w , para el catálogo CTM.

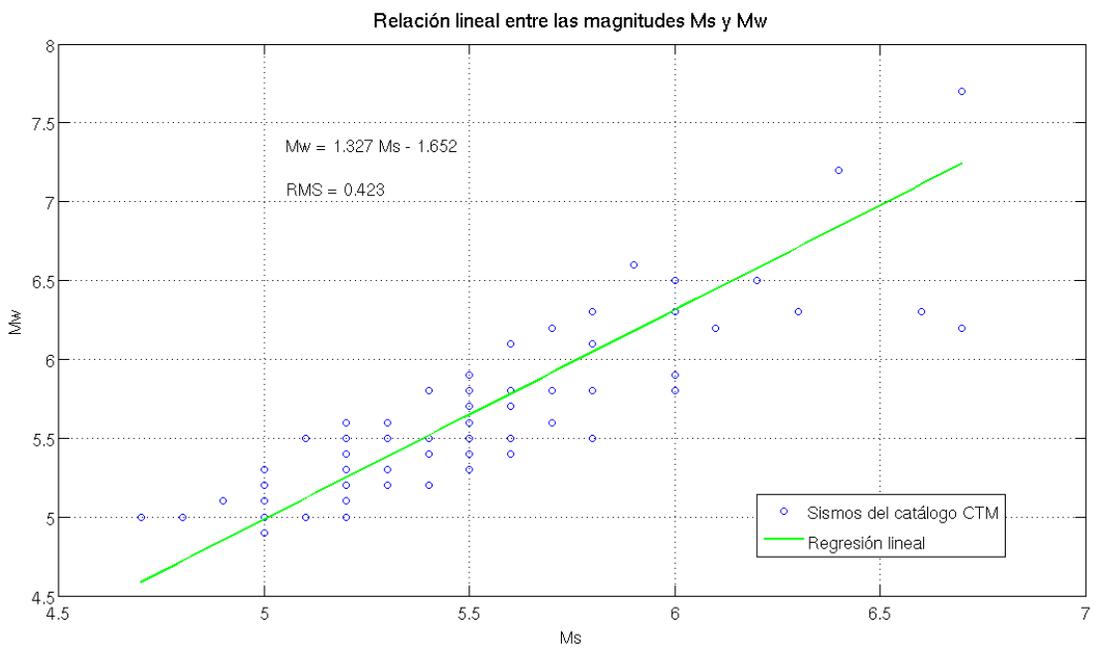


Figura A-2: Gráfico de la relación lineal entre las escalas de magnitud M_s y M_w , para el catálogo CTM.

ANEXO B) CATÁLOGOS SÍSMICOS

A continuación se describen los catálogos sísmicos utilizados en este trabajo, para el cálculo del valor b y M_{min} , además de los sismos utilizados en el proceso.

Catálogo NEIC:

La base de datos entregada por el catálogo del National Earthquake Information Center o mejor conocido como catálogo NEIC, se publica inmediatamente después de ocurrido un sismo. (NEIC, 2013). Los datos entregados por este catálogo que posee la información desde 1973, se utilizaron para la obtención del valor b y M_{min} en ambas zonas de estudio. Debido a que las magnitudes de los eventos recopilados por este catálogo, son mayormente m_b , aunque también están las magnitudes en M_s y M_w , es necesario modificar las magnitudes M_s y m_b a la magnitud de momento, para poder realizar una correcta estimación del valor b .

Los criterios utilizados para obtener los datos sísmicos en las zonas de estudio son los siguientes: (i) Para la zona norte se escogieron los sismos entre las latitudes 18°S a 23°S , las longitudes 74°O a 68°O , entre los 30 a 250 km de profundidad (debido a que es en esa zona donde se encuentra la zona interplaca y zona Benioff), y entre 1/1/1980 a 1/1/2010; (ii) Para la zona centro-sur se escogieron los sismos entre las latitudes 33°S a 38°S , las longitudes 76°O a 70°O , entre los 10 a 160 km de profundidad (debido a que es en esa zona donde se encuentra la zona interplaca y zona Benioff), y entre 1/1/1980 a 1/1/2010. En ambos casos se obtiene un registro sísmico de 30 años, lo que implica que existe los ciclos completos sólo para los sismos de magnitud $M_w \leq 6$.

Catálogo CERESIS:

El Centro Regional de Sismología para América del Sur (CERESIS) es un Organismo Internacional, creado en 1966 por acuerdo del gobierno del Perú y la UNESCO. Entre los años 1980 a 1986 se realizó el proyecto SISRA, obteniendo, entre otras cosas, el primer catálogo sísmico regional de América del Sur (1471-1981) (CERESIS, 2013). Este catálogo complementa el catálogo NEIC, y es útil para la obtención de las ventanas temporales de los sismos de magnitudes $M_w > 6$. Para los datos de este catálogo también es necesario realizar una homogeneización para llevar los datos a la magnitud de momento.

Los criterios utilizados para obtener los datos sísmicos en las zonas de estudio son los

siguientes: (i) Para la zona norte se escogieron los sismo entre las latitudes 18°S a 23°S, las longitudes 74°O a 68°O, para las fechas entre 1/1/1520 al 1/1/1991; (ii) Para la zona centro-sur se escogieron los sismos entre las latitudes 33°S a 38°S, las longitudes 76°O a 70°O, para las fechas entre 1/1/1520 al 1/1/1991.

Catálogo Global Centroid Moment Tensor (CTM):

También conocido como catálogo de Harvard CMT. Su base de datos se extiende desde enero de 1976, y posee información que no se proporcionan por otros catálogos como el momento sísmico, el mecanismo de la falla, etc (CTM, 2013). Los datos recogidos por este catálogo posee la información del evento sísmico en tres magnitudes diferentes (M_w , M_s y m_b), por lo tanto, este catálogo se utiliza para la homogeneizar las magnitudes sísmicas para el cálculo del valor b.

Los criterios utilizados para obtener los datos sísmicos en las zonas de estudio son los siguientes: (i) Para la zona norte se escogieron los sismos entre las latitudes 18°S a 23°S, las longitudes 74°O a 68°O, entre los 30 a 250 km de profundidad (debido a que es en esa zona donde se encuentra la zona interplaca y zona Benioff), y entre 1976/1/1 a 2013/1/1; (ii) Para la zona centro-sur se escogieron los sismos entre las latitudes 33°S a 38°S, las longitudes 76°O a 70°O, entre los 10 a 160 km de profundidad (debido a que es en esa zona donde se encuentra la zona interplaca y zona Benioff), y entre 1976/1/1 a 2010/12/31.